



Imagerie sismique 3D de la zone de subduction à la frontière Colombie-Equateur

L.C. Garcia Cano

► To cite this version:

L.C. Garcia Cano. Imagerie sismique 3D de la zone de subduction à la frontière Colombie-Equateur. Sciences de la Terre. Université Nice Sophia Antipolis, 2009. Français. <tel-00440140>

HAL Id: tel-00440140

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00440140>

Submitted on 9 Dec 2009

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Thèse de Doctorat de l'Université de Nice Sophia Antipolis

THÈSE

Présentée pour obtenir le grade
de Docteur en Sciences de la Terre
de l'Université de Nice Sophia Antipolis

Par
Lina Constanza GARCÍA CANO

**IMAGERIE SISMIQUE 3D DE LA ZONE DE SUBDUCTION À LA
FRONTIÈRE COLOMBIE-ÉQUATEUR**

Soutenue le 20 juillet 2009 devant le jury composé de :

Catherine Dorbath
Siegfried Lallemant
Jordi Diaz Cusi
David Graindorge
Emmanuel Tric
Audrey Galve
Philippe Charvis

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Président de jury
Co-directrice de thèse
Directeur de thèse



REMERCIEMENTS

Je remercie d'abord l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) et notamment le personnel du Département de Soutien et Formation (DSF) pour avoir financé ces trois ans de recherche. Merci à Bernard Pontoise et à Philippe Charvis pour m'avoir invité à participer à la campagne Esmeraldas et m'avoir proposé cette thèse doctorale.

Je remercie mes directeurs de thèse, Philippe Charvis et Audrey Galve pour avoir encadré ce travail, et les membres du jury pour l'avoir jugé et avoir su montrer de la patience car je ne suis pas douée pour écrire en français. Je voudrais remercier Jean Xavier Dessa pour m'avoir initiée à la tomographie et au code FAST; Mario Ruiz pour ses conseils en programmation; et Eduardo López pour les données et les interprétations de la MCS provenant du cadre de sa thèse.

Dire merci à chaque personne du laboratoire Géoazur prend du temps, et je pourrais oublier quelqu'un. Merci à tous, chercheurs, ingénieurs, techniciens et personnel administratif pour votre aide et pour les moments partagés au cours de mon séjour en France. Parmi eux, un grand merci à mes collègues de bureau: Mario et Mikael, je sais qu'être sans chauffage l'hiver n'a pas été très chouette. Je n'oublierai jamais les gâteaux de Norah; ni les paroles maternelles d'Alessandra; ni les cours de danse africaine avec Cathy.

Plus personnellement, je tiens à remercier les camarades et collègues avec qui j'ai discuté, pas seulement de géologie mais aussi de la vie: mes remerciements à Sandro, Mónica, Pedro, Mario, Momo, Laetitia et Lionel. Merci Mme Regnault, vous avez été comme une grand-mère pour moi ici.

Finalement je voudrais remercier ma famille et mes amies, et je préfère le faire en espagnol.

Jamás voy a encontrar palabras para agradecerles el apoyo incondicional que me han dado siempre, por ese amor que ha sido el principio y el fin de todos y cada uno de mis sueños, de esos sueños que sido y serán mi vida. Gracias a Dios, a mis papás, a Nani, Manu y Juana mis hermanos, a mis abuelitas, a mis amigos (Xime, Patty, Indi, Alex, Miguel y Marce), a Donna, a Teo, a Álvaro Pablo, a Kevin y con él a los demás compañeros que me acompañaron desde el cielo. Gracias por seguirme en mis locuras incluso aun cuando no las han comprendido, y por estar cerca aún estando lejos. No puedo olvidar dar las gracias a quien fue como un hermano para mí durante estos tres años, "mi compañero de infortunio", a quien voy considerar por siempre como un miembro más de esa familia que yo elegí y que son mis amigos, gracias Eduardo López; también gracias al señor del supermercado: Don Próspero, doña María y yo siempre lo recordaremos. A todos ustedes, que compartieron mis preocupaciones, mis rabias, mis tristezas y mis alegrías, y que han sido testigos de mis batallas cotidianas, quiero dedicar este trabajo; esto ha sido por y para ustedes.

RESUME

La marge convergente Nord-andine, où la subduction de la plaque Nazca sous la plaque Amérique du Sud a lieu, est caractérisée pour une segmentation morphologique, structurale et sismique. Le segment qui correspond à la frontière entre la Colombie et l'Équateur subit une intense déformation et une forte activité sismique. Le siècle dernier quatre grands séismes de subduction (1906, 1942, 1958 et 1979) ont affecté ce segment. Certains de ces séismes ont généré des tsunamis qui ont affectés la côte colombo-équatorienne. Les zones de ruptures des trois derniers séismes sont jointives, consécutives vers le nord, et limitées par des structures transversales qui segmentent la marge.

Afin de déterminer la structure lithosphérique à la frontière Colombie-Equateur pour discuter de l'étendue spatiale de certaines hétérogénéités de vitesse imagées en 2D qui ont été associées au comportement sismique de la marge, Géoazur a réalisé, entre mars et avril 2005, la campagne de prospection géophysique Esmeraldas. L'objectif principal de cette campagne est l'étude sismique et sismologique 3D de cette marge. Ma thèse porte sur l'obtention d'un modèle 3D de vitesse de la zone de subduction à la frontière entre la Colombie et l'Équateur. Pour obtenir le modèle de vitesse nous avons réalisé une inversion tomographique de temps de premières arrivées pointées sur des OBS et des stations à terre. Ce modèle de vitesse a ensuite été interprété conjointement avec les profils de sismique verticale d'autres campagnes de géophysique marine (SISTEUR, SALIERI, AMADEUS).

À partir de notre modèle tomographique 3D, nous pouvons suivre les variations de la structure de vitesse de la plaque plongeante (plaque Nazca). Son épaisseur est d'environ 6 km – 8 km, et elle s'amincit vers le nord-est de notre zone d'étude, où elle atteint 5 km d'épaisseur. Elle est composée d'une couche de sédiments peu épais ayant des vitesses sismiques inférieures à 3.5 km s^{-1} , et de deux couches correspondant aux couches 2 et 3. En associant l'iso-vitesse 7.5 km s^{-1} à l'interface croûte-manteau, nous observons une variation de la flexure de la plaque plongeante à son entrée en subduction qui semble augmenter légèrement au nord-est de notre zone d'étude.

La marge (plaque Amérique du Sud) est recouverte d'une couche sédimentaire qui atteint 4 km d'épaisseur dans le bassin avant-arc de Manglares. Ces sédiments d'âge Eocène sont caractérisés par des vitesses sismiques inférieures à 4.5 km s^{-1} . La croûte de la marge est composée de deux couches ayant des vitesses de 3.5 km s^{-1} à 5.4 km s^{-1} puis de 5.4 km s^{-1} à 7.0 km s^{-1} à 20 km de profondeur, vitesses qui illustrent bien la nature océanique du bloc Nord-andin.

La tomographie 3D nous permet d'identifier deux structures particulières dans la marge, qui semblent jouer un rôle géodynamique important dans la région, un butoir à faible gradient de vitesse et une zone à faible vitesse. Ce butoir, caractérisé par un faible gradient de vitesse qui pourrait correspondre à une zone altérée de la marge par fracturation et percolation de fluides, s'étend sur 100 km le long de la fosse et sur 40 km de large. Il semble limiter à l'ouest la zone de rupture du séisme de 1958 puisque celle-ci vient se terminer sur son extrémité orientale. Ce butoir pourrait se déformer plastiquement et la rupture sismique s'amortir au front de la marge.

Finalement, la deuxième caractéristique remarquable de la marge dont nous imageons l'extension 3D, est une zone à plus faible vitesse. Cette zone est limitée au sud par la faille d'Esmeraldas, du côté océanique par le butoir et au nord par la bordure sud du bassin de Manglares. En profondeur, elle s'épaissit de 2.5 km d'épaisseur à 5 km de profondeur vers l'ouest, jusqu'à 6.5 km d'épaisseur à 10 km de profondeur vers l'est. Cette zone à faible vitesse pourrait correspondre à des fluides percolant du chenal de subduction à travers la marge et qui serait piégés par une hétérogénéité dans la marge.

ABSTRACT

The Northern Andean convergent margin, where the Nazca plate plunges below the South American plate, is characterized by a morphologic, structural and seismic segmentation. An intense deformation and high seismic activity is observed on the Colombia-Ecuador segment. Four subduction earthquakes (1906, 1942, 1958 and 1979) shook this area during the last century, generating tsunamis that affected the Colombia and Ecuador coasts. The last three earthquakes rupture zones abut between them. They are consecutives toward the North and appear limited by transverse crustal structures segmenting the margin in this area.

To determine the lithospheric structure at the Colombia-Ecuador border, and by the way define some velocity heterogeneities spatial extension associated with the margin seismic behaviour, Geoazur designed the geophysical experiment Esmeraldas between March and April 2005. The main purpose of this campaign was a 3D seismic and seismological study of the Colombia-Ecuador margin. My thesis consists in obtaining a 3D velocity model of this area by tomographic inversion of first arrival traveltimes, picked from OBS and land stations. This velocity model was jointly interpreted with vertical seismic profiles from previous campaigns (SISTEUR, SALIERI, AMADEUS).

Our 3D tomographic model allows us to follow variations of the subducting Nazca plate velocity structure. This plate shows a thickness of around 6 km to 8 km, that decreases toward the North-East of our study area where it reaches 5 km. A thin sedimentary cover with seismic velocities not greater than 3.5 km s^{-1} , characterizes the most superficial part of this plate. Below these sediments, we can identify two layers associated with oceanic layer 2 and 3. In a first order approach, we correlated the crust-mantle boundary with the iso-velocity 7.5 km s^{-1} . We then observed an increase of the plate flexure toward the North-East of our study area, where the Nazca plate comes in subduction.

We also observe the South American margin covered by a maximum 4 km thick sedimentary layer in the Manglares forearc basin region. These Eocene sediments have seismic velocities less than 4.5 km s^{-1} . The margin crust is made of two layers with seismic velocities of 3.5 km s^{-1} to 5.4 km s^{-1} and, of 5.4 km s^{-1} to 7.0 km s^{-1} at 20 km depth. These high seismic velocities highlight the oceanic origin of the North Andean Block.

Our 3D tomographic image shows two remarkable structures in the margin: a low velocity gradient backstop and a low velocity zone. Both structures seem to have an impact on the regional geodynamic. The backstop is characterized by a low velocity gradient, and could be an alteration of the margin as result of fracturation and fluid percolation. The backstop is 100 km long by 40 km wide. It seems to be the seaward limit of the 1958 earthquake rupture zone. This backstop may have deformed plastically and the seismic rupture could have been absorbed at the margin front.

Finally, the second important feature characterizing the margin is a low velocity zone. Its southward limit seems to be the Esmeraldas fault, whereas it is limited northward by the Manglares forearc basin. Its seaward limit is the backstop. At 5 km depth, the western low velocity zone segment is 2.5 km thick. Toward the East, the thickness increases to reach 5 km

at 10 km depth. This low velocity zone could be a region affected by fluids that percolate through the margin from the subduction channel. These fluids may be trapped by an heterogeneity of the margin.

RESUMEN

La margen convergente norandina, donde tiene lugar la subducción de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana, está caracterizada por presentar una segmentación morfológica, estructural y sísmica. La frontera entre Colombia y Ecuador corresponde a un segmento afectado por una intensa deformación y una fuerte actividad sísmica. Durante el siglo pasado cuatro sismos mayores de subducción (1906, 1942, 1958 y 1979) sacudieron esta zona, algunos de ellos generando tsunamis que afectaron la costa colombo-ecuatoriana. Las zonas de ruptura de estos tres últimos sismos son consecutivas hacia el norte limitando unas con otras. Estas zonas están delimitadas por estructuras transversales que segmentan la margen.

Con el propósito de determinar la estructura litosférica de la frontera entre Colombia y Ecuador, y definir la extensión espacial de algunas heterogeneidades de velocidad, asociadas al comportamiento sísmico de la margen, antes vistas en imágenes 2D, Geoazur llevó a cabo la campaña de prospección marina Esmeraldas, entre marzo y abril de 2005. El principal objetivo de dicha campaña es el estudio sísmico y sismológico 3D de la margen colombo-ecuatoriana. Este trabajo de tesis consiste en la obtención de un modelo 3D de velocidad de la zona de subducción en la frontera colombo-ecuatoriana. Para alcanzar este objetivo se realizó una inversión tomográfica de los tiempos de primeros arribos de onda P, leídos en OBS y en estaciones en tierra. El modelo de velocidad obtenido fue interpretado conjuntamente con los perfiles de sísmica vertical de otras campañas de geofísica marina (SISTEUR, SALIERI, AMADEUS) desarrolladas en esta zona.

A partir del modelo tomográfico 3D es posible observar variaciones en la estructura de velocidad de la placa subducente (placa de Nazca). El espesor de dicha placa es de 6 km – 8 km en promedio, hacia el NE de la zona de estudio ella se adelgaza y alcanza los 5 km de espesor. Esta placa está compuesta por una capa de sedimentos poco espesa, con velocidades sísmicas inferiores a 3.5 km s^{-1} , y dos capas correspondientes a las capas oceánicas 2 y 3. Asociando, la isovelocidad 7.5 km s^{-1} a la interfase corteza-manto, se observa al parecer, un aumento en la flexura de la placa hacia el NE de la zona de estudio, justo en el lugar donde ella entra en subducción.

El modelo tomográfico muestra, además, una margen (placa Sudamericana) cubierta por una capa de sedimentos que alcanza un máximo de 4 km de espesor en la cuenca ante-arco de Manglares. Estos sedimentos, de edad eocena, están caracterizados por mostrar velocidades sísmicas inferiores a 4.5 km s^{-1} . La corteza de la margen consiste de dos capas con velocidades de 3.5 km s^{-1} a 5.4 km s^{-1} y, de 5.4 km s^{-1} a 7.0 km s^{-1} a 20 km de profundidad. Estas velocidades evidencian la naturaleza oceánica del Bloque Norandino.

La tomografía 3D permitió además identificar dos estructuras particulares en la margen, un contrafuerte con gradiente de velocidad bajo, y una zona de baja velocidad sísmica. Ambas estructuras parecen jugar un rol importante en la geodinámica de la región. El contrafuerte, caracterizado por un tener un bajo gradiente de velocidad, podría corresponder a una zona de alteración de la margen, resultado de la fracturación y la percolación de fluidos. Éste se extiende 100 km a lo largo de la fosa, y 40 km lateralmente, limitando aparentemente al oeste

la zona de ruptura del sismo de 1958. El contrafuerte de bajo gradiente de velocidad pudo deformarse plásticamente y la ruptura sísmica amortiguarse en el frente de la margen. Finalmente, la segunda característica importante de la margen, visualizada en 3D, es una zona de baja velocidad. Esta zona está limitada al sur por la falla de Esmeraldas, hacia el océano Pacífico por el contrafuerte, y al norte la limita la cuenca ante-arco de Manglares. En su extremo occidental, a 5 km de profundidad la zona de baja velocidad tiene 5 km de espesor, y alcanza 6.5 km de espesor a 10 km de profundidad en su parte más oriental. Esta zona de baja velocidad podría corresponder a fluidos que percolan desde el canal de subducción a través de la margen, los cuales serían atrapados por una heterogeneidad de la margen misma.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	1
1. LA SUBDUCTION À LA FRONTIÈRE ENTRE LA COLOMBIE ET L'ÉQUATEUR : CONTEXTE GÉODYNAMIQUE	3
1.1. Contexte géodynamique régional	3
1.1.1. Morphologie, structure et origine de la plaque plongeante : la plaque Nazca	3
1.1.2. Évolution tectonique du bassin de Panama	9
1.1.3. Morphologie, structures et origine de la plaque chevauchante : Bloc Nord-Andin et plaque Amérique du Sud	10
1.1.4. Cinématique actuelle de la zone d'étude	12
1.2. Morphologie et structure de la marge	15
1.3. Activité sismique associée à la subduction	19
1.3.1. La géométrie de la subduction en profondeur	19
1.3.2. La zone sismogène	19
1.3.3. Les grands séismes de subduction au large de la Colombie-Équateur	22
2. ACQUISITION ET DONNÉES	25
2.1. La campagne Esmeraldas	26
2.2. Les données	28
2.2.1. Chaîne de traitement des données OBS	28
2.2.2. Chaîne de traitement des données des stations à terre	30
2.2.3. Base de données	31
2.2.3.1. Pointé des temps d'arrivée sur les sections OBS	31
2.2.3.2. Pointé des temps d'arrivée sur les stations à terre	35
2.2.4. Attribution des incertitudes	39
3. TOMOGRAPHIE SISMIQUE 3D DES TEMPS DE PREMIÈRES ARRIVÉES	43
3.1. Principe	43
3.2. Le code FAST	44
3.2.1. Le problème direct	44
3.2.2. L'inversion régularisée	46
3.3. Application à la zone de subduction Colombie-Équateur	46
3.3.1. Modélisation 1D : Création des modèles initiaux	47
3.3.1.1. Le modèle initial 1D type "marge"	47
3.3.1.2. Le modèle initial 1D type "croûte océanique"	47
3.3.2. La boîte tomographique	49
3.3.2.1. Traitement de la bathymétrie pour le modèle initial 3D	49
3.3.3. Paramètres d'entrée	51
3.4. Modèle de vitesse à partir des données des OBS (modèle final OBS) :	

52	Validité du modèle	
	3.4.1. Comparaison avec un autre modèle tomographique	55
	3.5. Modèle de vitesse à partir des données des OBS et de stations à terre :	
	Modèle final de vitesse	
55	3.5.1. Densité de rais	59
	3.6. Résolution du modèle	62
	3.6.1. Principe du “checkerboard test”	62
	3.6.2. Évaluation de la résolution latérale du modèle	62
	3.6.3. Évaluation de l’apport des stations terrestres dans la résolution	64
	3.6.4. Évaluation de la résolution verticale du modèle	67
	4. RÉSULTATS : STRUCTURE 3D DE LA ZONE DE SUBDUCCION À LA	
	FRONTIÈRE ENTRE LA COLOMBIE ET L’ÉQUATEUR	71
	4.1. Description générale du modèle 3D	71
	4.2. Test de résolution spécifique	75
	4.3. Description du modèle de vitesse et corrélation avec la sismique réflexion	77
	4.3.1. Structure de la plaque plongeante (Plaque Nazca)	77
	4.3.1.1. La couverture sédimentaire	77
	4.3.1.2. La croûte de la plaque plongeante	78
	4.3.2. Structure de la plaque supérieure (Plaque Amérique du Sud)	85
	4.3.2.1. La couverture sédimentaire	85
	4.3.2.2. Le butoir	87
	4.3.2.3. La marge	87
	5. DISCUSION DES RÉSULTATS	95
	5.1. La marge	95
	5.1.1. Le butoir	96
	5.1.2. La zone à plus faible vitesse	100
	5.1.3. Comparaison avec d’autres marges convergentes	107
	5.2. La plaque plongeante	109
	5.3. Le séisme de 1958	110
	5.4. Modèle conceptuel	113
	CONCLUSIONS	115
	BIBLIOGRAPHIE	117
	ANNEXES	129

TABLE DES ILLUSTRATIONS

1. LA SUBDUCTION À LA FRONTIÈRE ENTRE LA COLOMBIE ET L'ÉQUATEUR : CONTEXTE GÉODYNAMIQUE

Figure 1.1. Carte générale de la bordure est de la Plaque Nazca et de la marge convergente de Colombie-Équateur d'après Gailler et al. (2007)	4
Figure 1.2. Carte bathymétrique du bassin de Panama (modifié d'après Marcaillou, 2003)	5
Figure 1.3. Carte des unités morpho-structurales du sud-ouest de la Colombie – nord-ouest d'Équateur	7
Figure 1.4. a) Modèle d'évolution géodynamique de la province volcanique des Galápagos (GVP) d'après Sallarès et Charvis (2003) depuis ~20 Ma. b) Carte du bassin de Panama actuellement d'après Marcaillou et al., 2006	10
Figure 1.5. Carte lithotectonique et morpho-structurale du nord-ouest de l'Amérique du Sud (Bloc Nord-Andin, BNA)	11
Figure 1.6. Carte géologique du sud-ouest de la Colombie – nord-ouest d'Équateur, d'après López Ramos (2009)	13
Figure 1.7. Vecteurs de vitesse relative des stations par rapport à la plaque Amérique du Sud fixe. D'après Trenkamp et al. (2002)	15
Figure 1.8. Carte bathymétrique détaillée avec des courbes à 50 m de la marge à la frontière colombo-équatorienne	16
Figure 1.9. Carte des anomalies gravimétriques de la marge Nord Équateur – Sud Colombie. Anomalie de Bouguer à terre et à l'air libre en muer (d'après López Ramos, 2009 et les travaux antérieurs de Feininger, 1975; Fairhead et al., 1991; INGEOMINAS, 2005; Collot et al., 2005).....	17
Figure 1.10. Localisation des hypocentres d'après Guillier et al. (2001) le long de trois coupes réalisées en Equateur	20
Figure 1.11. Coupe schématique qui montre la localisation de la zone sismogène interplaque, d'après Byrne et al. (1988) et Lay et Bilek (2007)	21
Figure 1.12. Schéma des propriétés frictionnelles d'une zone de subduction	21
Figure 1.13. Localisation des grands séismes de subduction ($M_w > 7.5$) à la frontière entre la Colombie et l'Équateur au cours du XX ^e siècle	23

2. ACQUISITION ET DONNÉES

Figure 2.1. Schéma de l'acquisition des données de sismique grand-angle. (Repris de Gailler, 2005)	25
Figure 2.2. Exemple d'une section sismique représentée avec une vitesse de réduction de 6 km s^{-1}	26
Figure 2.3. Plan de position de la campagne Esmeraldas	27
Figure 2.4. Schéma de la séquence de traitement utilisé pour les données de sismique grand-angle, pour les OBS et pour les stations à terre	29
Figure 2.5. Exemple de spectres d'amplitude de données enregistrées durant la campagne Esmeraldas	29
Figure 2.6. Effet de l'application de filtres au signal pour améliorer le rapport signal sur bruit..	30

Figure 2.7. Exemple d'un spectre d'amplitude de données du profil 10 enregistrées par la station à terre ETOL, durant la campagne Esmeraldas	31
Figure 2.8. a) Enregistrement de la composante verticale de la station ETOL, profil 10. b) Section sismique après l'application du filtre de cohérence, fréquence de 4 Hz à 16 Hz	32
Figure 2.9. Nombre de pointés faits pour chaque OBS	33
Figure 2.10. Enregistrement de la composante verticale de l'OBS 26 le long du profil 08	33
Figure 2.11. Section sismique du profil 28 enregistré par l'hydrophone de l'OBS 09	34
Figure 2.12. Exemple de temps d'arrivée pointés pour l'OBS 14 le long du profil 12	35
Figure 2.13. Exemple d'un profil en éventail: les données correspondent au profil 28 (ligne épaisse noir dans la carte) enregistré par l'OBS 26 qui voit les tirs en éventail	36
Figure 2.14. Exemple d'un profil sur lequel une partie des pointés ont été faits sur le multiple	37
Figure 2.15. Carte des OBS et de stations à terre utilisés pour l'inversion tomographique	38
Figure 2.16. Histogramme du nombre de pointés faits sur les stations à terre utilisés dans l'inversion tomographique	38
Figure 2.17. Exemple d'une section sismique enregistrée sur une station à terre (Profil 25 – station EMIG – $V_r=6 \text{ km s}^{-1}$ – filtre 5-10 Hz)	39
Figure 2.18. Exemple d'un profil en éventail enregistré par une station à terre	39
Figure 2.19. Illustration de l'attribution de la qualité des temps d'arrivée	40
Figure 2.20. Distribution statistique des niveaux d'incertitude des données de la base utilisée pour l'inversion tomographique	41

3. TOMOGRAPHIE SISMIQUE 3D DES TEMPS DE PREMIÈRES ARRIVÉES

Figure 3.1. Schéma de l'approche itérative utilisée dans l'inversion tomographique	44
Figure 3.2. Schémas de Vidale (1990) pour la résolution de l'équation Eikonal par différences finies	45
Figure 3.3. Modèles de vitesse de départ obtenus par modélisation directe	48
Figure 3.4. Traitement de la bathymétrie et création de la boîte tomographique	50
Figure 3.5. Profils bathymétriques pré et post traitement. Coupes le long du profil de tirs 16, localisé au centre du réseau d'OBS et perpendiculaire à la fosse (Figure 3.4)	51
Figure 3.6. Modèles finaux obtenus à partir des modèles initiaux de type "marge" et de type croûte "océanique"	52
Figure 3.7. Vitesses résiduelles calculées par soustraction du modèle final déterminé à partir d'un modèle initial de type "croûte océanique" par le modèle final obtenu du modèle initial de type "marge"	53
Figure 3.8. Exemple de distribution des temps résiduels sur deux OBS	54
Figure 3.9. Exemple de temps d'arrivée pointés sur l'OBS 08 le long du profil 26	55
Figure 3.10. Comparaison entre le modèle de vitesse sismique obtenu par a) tomographie 3D des temps d'arrivées en utilisant le code FAST et b) le modèle tomographie 2D obtenu par Gailler, et al., 2007	56
Figure 3.11. Evolution de la rms avec l'ajout station par station des données enregistrées par les stations à terre	57
Figure 3.12. Exemple de temps d'arrivée sur la station EMIG le long du profil 25	57
Figure 3.13. Graphique représentant la rms à chaque itération de l'inversion tomographique... ..	58
Figure 3.14. Modèles de vitesse globaux à couches utilisés pour la localisation de la sismicité en Équateur	59
Figure 3.15. Distribution spatiale des temps résidus calculés pour les pointés faits sur les OBS 02 et 20, et pour les stations terrestres ETOL et EMIG	60
Figure 3.16. Densité de rais dans la partie centrale du modèle final	61
Figure 3.17. Densité de rais pour le modèle final OBS (b et d), et le modèle final (a et c)	61
Figure 3.18. Résultats des tests avec des anomalies de dimensions horizontales 30 km x 30 km	63

Figure 3.19. Comparaison des amplitudes des perturbations ajoutées au modèle final (courbe noire) et recalculée par inversion des données (courbe rouge) pour $Z=2,5$ km et $X=160$ km ...	64
Figure 3.20. Résultats des tests avec des anomalies de dimensions horizontales 20 km x 20 km. Le patron d'anomalie introduit est représenté dans le cadre en haut à gauche	65
Figure 3.21. Résultats des tests avec des anomalies de dimensions horizontales 10 km x 10 km. Le patron d'anomalie introduit est représenté dans le cadre en haut à gauche	66
Figure 3.22. Comparaison des résultats des tests appliqués au modèle obtenu avec seulement les données des OBS (a) et au modèle final, avec l'ensemble des données des OBS et des stations terrestres (c)	67
Figure 3.23. Coupes verticales à $y=130$ km pour (a) le modèle obtenu à partir des données OBS; (b) le modèle final utilisant à la fois les OBS et les stations terrestres après un test basé sur l'inversion (c) d'anomalies de 20 km x 20 km	67
Figure 3.24. <i>Checkerboard test</i> en montrant la résolution verticale du modèle final	68
Figure 3.25. <i>Checkerboard test</i> en montrant la résolution verticale du modèle final	69

4. RÉSULTATS : STRUCTURE 3D DE LA ZONE DE SUBDUCCION À LA FRONTIÈRE ENTRE LA COLOMBIE ET L'ÉQUATEUR

Figure 4.1. Coupes verticales perpendiculaires à la fosse à travers le modèle de vitesse final 3D	72
Figure 4.2. Coupes verticales parallèles à la fosse à travers le modèle de vitesse final 3D	73
Figure 4.3. Coupes horizontales à travers le modèle de vitesse final 3D	74
Figure 4.4. Test de résolution de deux anomalies rectangulaires de 20 km x 40 km x 5 km d'épaisseur, simulant la marge et un bloc de plus faible vitesse entre la marge et la fosse	76
Figure 4.5. Plan de position des profils de sismique réflexion des campagnes SISTEUR (2000) en traits noirs et AMADEUS (2005)	78
Figure 4.6. Comparaison des lois de vitesse 1D extraites du modèle final en deux points différents de la plaque Nazca	79
Figure 4.7. a) Profil MCS interprété représenté en temps double. b) Superposition des réflecteurs principaux obtenus grâce à la MCS du profil SIS42	80
Figure 4.8. a) Profil MCS interprété représenté en temps double. b) Superposition des réflecteurs principaux obtenus grâce à la MCS du profil SIS44	81
Figure 4.9. Superposition du modèle de vitesse "en blocs" final et l'image migrée mixte du profil MCS SIS44	82
Figure 4.10. a) Profil MCS interprété représenté en temps double. b) Superposition des réflecteurs principaux obtenus grâce à la MCS du profil SIS45	83
Figure 4.11. a) Profil MCS interprété représenté en temps double. b) Superposition des réflecteurs principaux obtenus grâce à la MCS du profil SIS47	84
Figure 4.12. Coupe verticale perpendiculaire à la fosse ($Y=150$ km) indiquant les unités qui forment la plaque supérieure	85
Figure 4.13. Carte en courbes de niveau de l'iso-vitesse 3.5 km s^{-1} au niveau de la marge	86
Figure 4.14. Variation de la nature du butoir	87
Figure 4.15. Comparaison des lois de vitesse 1D extraites du modèle final en différents points de la marge	88
Figure 4.16. Localisation du butoir à faible gradient de vitesse identifié à partir du modèle final de vitesse	89
Figure 4.17. Comparaison des lois de vitesse 1D extraites de différents modèles de vitesse ...	89
Figure 4.18. Lois de vitesses 1D extraites du modèle final en quatre points de la marge	91
Figure 4.19. Localisation de la zone à faible gradient de vitesse identifiée à partir du modèle final de vitesse	91
Figure 4.20. Comparaison entre le modèle de vitesse sismique obtenue par a) tomographie 3D des temps d'arrivées (cette étude) et b) le modèle obtenu par tomographie 2D (Gailler et al.,	

5. DISCUSSION DES RÉSULTATS

Figure 5.1. Corrélation stratigraphique entre les unités lithologiques identifiées dans la région d'Esmeraldas et Tumaco et les unités sismiques définies dans le bassin de Manglares	96
Figure 5.2. Coupes verticales montrant la variation de l'extension et de l'épaisseur du BFGV	97
Figure 5.3. Localisation du butoir à faible vitesse (contour bleu) et de l'OBH (<i>contour noir</i>) (Collot et al., 2004) sur la carte bathymétrique détaillée (Modifié d'après Collot et al., sous presse)	98
Figure 5.4. Détails de l'OBH (outer basement high) à travers les profils MCS SIS44 et SIS45	99
Figure 5.5. Localisation de la zone de rupture et de l'aspérité du séisme de 1958 (Kanamori and McNally, 1982; Beck and Ruff, 1984)	101
Figure 5.6. Localisation de la zone à faible vitesse sismique (ZFV)	102
Figure 5.7. Localisation de la zone à faible vitesse sismique et du butoir à faible gradient de vitesse sur la carte d'anomalies gravimétriques (D'après López Ramos, 2009)	102
Figure 5.8. Gradient de vitesses le long des profils SIS42 et SIS 44	103
Figure 5.9. Modèle de vitesse dans le bassin océanique de Faroé (D'après White et al., 2008)	104
Figure 5.10. Coupes verticales perpendiculaires à la fosse dans le zone de subduction des Cascades. Une zone à plus faible vitesse est identifiée dans le modèle tomographie 3D obtenu par Ramachandran et al. (2006)	105
Figure 5.11. Structure de la zone de subduction de la marge de Makran (D'après Kopp et al., 2000)	105
Figure 5.12. Modèle schématique de la séquence de subduction d'une ride et l'érosion tectonique résultante, d'après Bangs et al. (2006).....	106
Figure 5.13. Modèle interprétatif de la structure tectonique de la marge au nord Chili, dans la zone de la péninsule de Mejillones. D'après Sallarès et Ranero, 2005	107
Figure 5.14. Comparaison entre différents modèles de vitesses des marges convergentes avec fortes vitesses sismiques et la structure de vitesse de la marge colombo – équatorienne	108
Figure 5.15. Coupe vertical parallèle à la fosse qui montre un amincissement de l'épaisseur de la plaque Nazca vers le NE	110
Figure 5.16. Carte en courbes de niveau de l'iso-vitesse 7.5 km s^{-1} de la plaque Nazca	111
Figure 5.17. Localisation de la zone de rupture et de l'aspérité du séisme de 1958 (Kanamori and McNally, 1982; Beck and Ruff, 1984) par rapport aux principales structures déterminées dans le modèle de vitesse	112
Figure 5.18. Modèle conceptuel de la structure de la zone de subduction à la frontière Colombie-Équateur, au niveau du canyon Esmeraldas.....	116

TABLE DES TABLEAUX

Tableau 1.1. Grands séismes de subduction du XX ^e siècle le long de la marge colombo-équatorienne.....	22
---	----

INTRODUCTION

Parmi les processus qui dominent la tectonique de plaques, la subduction est un des plus remarquables. Elle implique le recyclage de la croûte et de sédiments océaniques, la construction de chaînes de montagnes, et l'évolution magmatique des arcs volcaniques. La subduction est responsable d'un volcanisme, surtout de type explosif, et de la plupart de l'activité sismique de la planète, environ 90% de l'énergie sismique est relâchée dans les zones de subduction (Pacheco et Sikes, 1992). Les zones de subduction ont été l'objet de nombreuses études scientifiques, non seulement parce qu'elles représentent un processus important de la géodynamique de la Terre, mais aussi parce qu'elles ont un impact sociétal important, qui peut être positif ou négatif. Les gisements minéraux associés à l'activité magmatique, les riches sols d'origine volcanique utilisés pour l'agriculture sont autant d'avantages qui contribuent à faire que ces zones sont le plus souvent très peuplées. En même temps, les glissements de terrains, les séismes et les éruptions volcaniques liés à la subduction peuvent représenter la mort et la destruction de villages entiers (Stern, 2002). Sur Terre, la subduction est active sur près de 67000 km, dont les 4/5 se répartissent autour du Pacifique (Lallemand, 1999). Dans le cadre de cette étude, nous nous sommes intéressés à un segment de la subduction Est-Pacifique le long de la marge de Colombie et d'Équateur.

À la frontière entre la Colombie et l'Équateur, la plaque Nazca plonge avec une vitesse relative qui atteint 6 cm/an (Trenkamp et al., 2002) sous la plaque Amérique du Sud. Cette zone de subduction est caractérisée par une intense activité tectonique, volcanique et sismique. Au cours du XX^e siècle, une séquence de quatre grands séismes dont les magnitudes sont comprises entre $M_w=7,8$ (1942) et $M=8,7$ (1906) ce qui fait de ce dernier séisme le quatrième séisme par sa magnitude depuis qu'existe la sismologie instrumentale. Deux de ces séismes ont généré des tsunamis qui ont fortement affecté la région côtière de la Colombie et de l'Équateur.

Cette séquence de séismes, tout à fait remarquable puisque la zone de rupture du séisme de 1906 a été ultérieurement rompue en trois fois (1942, 1958 et 1979), a fait l'objet d'un programme d'étude et de plusieurs campagnes de prospection géophysique, conduites par le laboratoire Géoazur en 2000 (SISTEUR), 2001 (SALIERI), 2005 (AMADEUS ET ESMERALDAS). Les principaux résultats, présentés dans le premier chapitre de ce travail, montrent que l'extension des zones de glissement cosismique coïnciderait avec des structures préexistantes des plaques plongeantes et chevauchantes (e.g., Collot et al., 2004).

Les profils de sismique réflexion et réfraction réalisés lors des premières campagnes apportent une vision 2D de la structure tridimensionnelle de la subduction. Afin d'obtenir une vision tridimensionnelle de la structure de la marge, et de mieux comprendre les processus de la subduction et de la génération des séismes, le laboratoire Géoazur, en collaboration avec des partenaires équatoriens, colombiens et espagnols, a réalisé en 2005 la campagne de sismique marine, Esmeraldas¹.

¹ Ce projet a bénéficié du soutien financier et technique de l'IRD, de l'INSU, d'INOCAR (Guayaquil, Equateur), de DIMAR (Colombie) et du CSIC (Espagne)

Le principal objectif de la campagne Esmeraldas et de ce travail de doctorat est l'obtention d'un modèle 3D de vitesse de la zone de subduction à la frontière entre la Colombie et l'Équateur, afin de déterminer la structure de la croûte, et les hétérogénéités de vitesse associées aux accidents transverses et aux aspérités identifiées par la fonction source du séisme de 1958. Le modèle obtenu par tomographie des temps de trajet, pourra aussi être utilisé pour une localisation améliorée de la sismicité locale.

Le modèle 3D de vitesse sera obtenu à partir de l'inversion de temps de premières arrivées, cette technique est une des plus fréquemment utilisée pour obtenir des images tomographiques. La base de données combine les temps d'arrivées pointés sur 22 profils de sismique grand-angle enregistrés par des OBS (*ocean bottom seismometers*) et des stations installées à terre.

Ce manuscrit expose l'ensemble des travaux que j'ai conduit à Géoazur au cours de ces trois années de thèse. Il débute par un chapitre qui présente la zone d'étude dans le cadre géodynamique régional, ainsi qu'une brève description des principales caractéristiques morpho-structurales et sismo-tectoniques de la marge colombo-équatorienne.

Dans le chapitre deux, nous présentons la campagne d'acquisition, le traitement, et la construction de la base de données. Le chapitre trois est consacré à l'inversion tomographique, au rappel des concepts basiques et des paramètres utilisés. Ensuite, nous présentons le modèle final de vitesse et discuterons ses caractéristiques, sa définition, et sa résolution.

La description détaillée de notre modèle 3D de vitesse fera l'objet du chapitre quatre: corrélation de notre modèle 3D de vitesse et des structures identifiées sur les profils de sismique verticale acquis pendant les campagnes géophysiques précédentes, et avec les modèles tomographiques 2D disponibles.

Finalement, dans le chapitre cinq nous discuterons les résultats de cette étude, l'apport à la compréhension de la subduction et comment ils apportent des éléments de réponse aux objectifs de ce projet.

Dans les conclusions, nous récapitulons brièvement les résultats les plus remarquables et les aspects non résolus par notre modèle. Pour finir, nous présentons des perspectives de travaux à court, moyen ou long terme.

1. LA SUBDUCTION À LA FRONTIÈRE ENTRE LA COLOMBIE ET L'ÉQUATEUR: CONTEXTE GÉODYNAMIQUE

La subduction de la plaque Nazca sous la plaque Amérique du Sud est associée à une intense déformation et à une forte activité sismique et volcanique. La nature et la structure de ces deux plaques, la présence de rides volcaniques et l'histoire géologique régionale contribuent à une segmentation morphologique, structurale et thermique de la marge (Gutscher et al., 2000; Marcaillou, 2003; Gailler, 2005). Celle-ci peut se subdiviser, du nord du Pérou au sud-est de la Colombie, en trois segments (Fig. 1.1): le segment sud ($2.5^{\circ}\text{S} - 3.5^{\circ}\text{S}$), le segment centre ($2.5^{\circ}\text{S} - 1^{\circ}\text{N}$) et le segment nord ($1^{\circ}\text{N} - 2^{\circ}\text{N}$), à la frontière entre la Colombie et l'Équateur qui correspond à notre zone d'étude.

Le segment nord est marqué au cours du XX^e siècle par une séquence de grands séismes de subduction, dont le premier, et le plus important, de magnitude 8,7 a généré, en 1906, un des tsunamis les plus dévastateurs qui a affecté la région côtière à la frontière entre la Colombie et l'Équateur. Ensuite, cette zone de rupture a été reprise par trois événements sismiques interplaques lors des séismes de 1942, 1958 et 1979. Les zones de ruptures calculées par Kanamori et McNally (1982) et par Beck et Ruff (1984) pour chacun de ces séismes sont jointives et coïncideraient, selon Collot et al. (2004), avec la présence de structures transversales, qui segmente la marge dans cette région.

La zone d'étude de la campagne Esmeraldas est centrée sur la zone de rupture du séisme de 1958 afin d'aborder la relation entre la structure de la marge et la rupture sismique.

1.1. CONTEXTE GÉODYNAMIQUE RÉGIONAL

La marge dans notre zone d'étude à la frontière entre la Colombie et l'Équateur est située dans un cadre géodynamique complexe, résultant de la convergence oblique entre la plaque Nazca et la plaque Amérique du Sud à un taux de convergence de 6 cm/an en direction de l'est (Fig.1.2, Trenkamp et al., 2002).

De plus la géologie et la structure de la plaque Nazca et de la plaque Amérique du Sud résultent d'une longue histoire géologique qu'il est utile de décrire succinctement pour faciliter l'interprétation ultérieure de nos images sismiques.

1.1.1. Morphologie, structure et origine de la plaque plongeante: la plaque Nazca

Le bassin de Panama

La zone d'étude est située dans la partie orientale du bassin de Panama. Ce bassin limité par les rides de Carnegie au sud et la ride de Cocos au nord résulte du fonctionnement du centre d'expansion Cocos-Nazca (Hardy, 1991; Marcaillou, 2003).

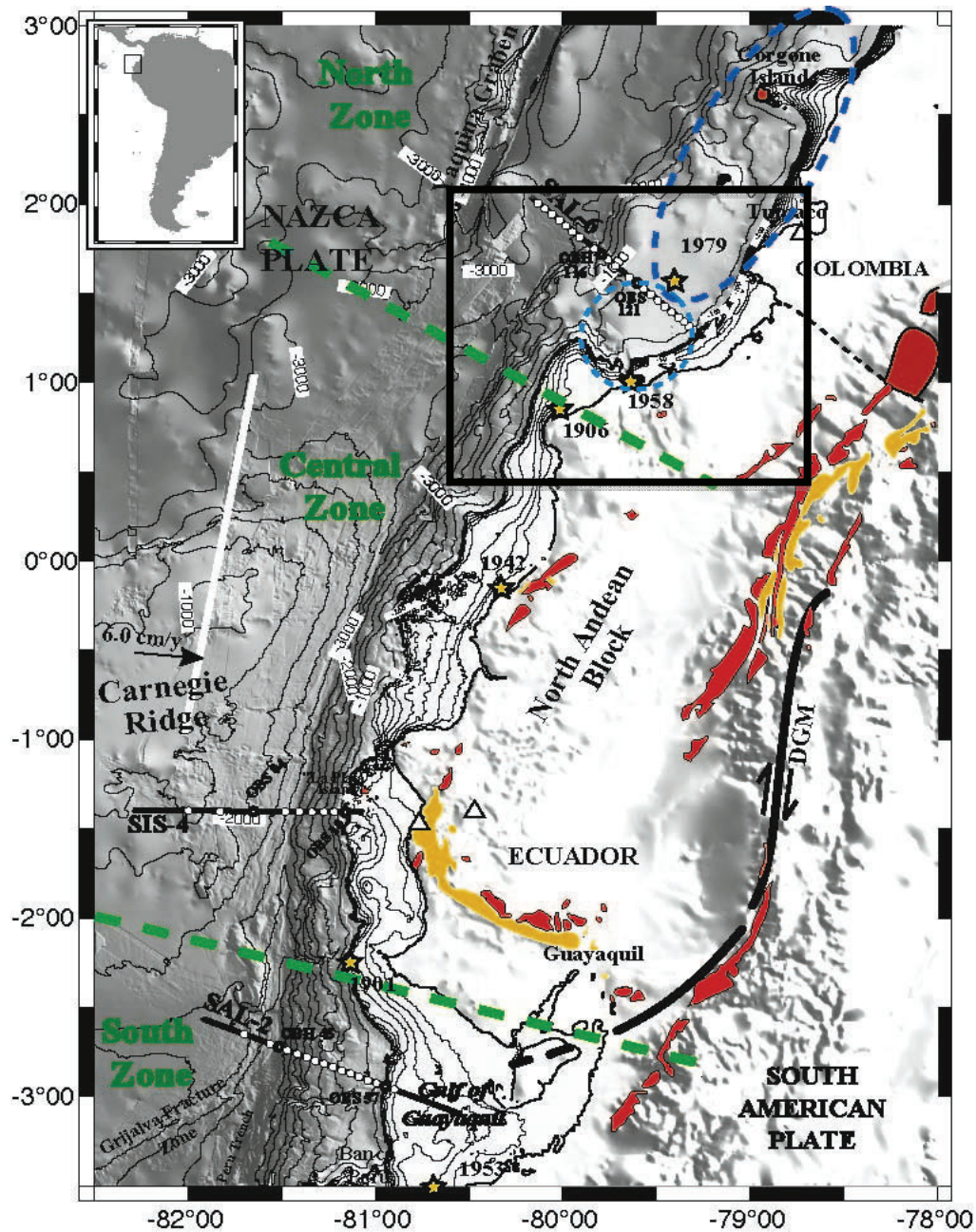


Figure 1.1. Carte générale de la bordure est de la Plaque Nazca et de la marge convergente de Colombie-Equateur d'après Gailler et al. (2007). La bathymétrie est obtenue à partir des données d'altimétrie satellitaire et de données marines. Les profils sismiques 2D réalisés au cours de campagnes précédentes sont représentés par des traits noirs ou blancs. Les limites des trois grandes zones définies dans l'article sont indiquées en vert. La flèche indique le mouvement relatif entre la plaque Nazca et le Bloc Nord-Andin limité à l'est par la zone de fracture Dolores-Guayaquil (DGM). Les affleurements des formations Cayo et Piñon en Équateur et leur équivalent en Colombie (Group Diabásico) sont représentés respectivement en rouge et en orange. Le carré noir représente la position de la zone étudiée.

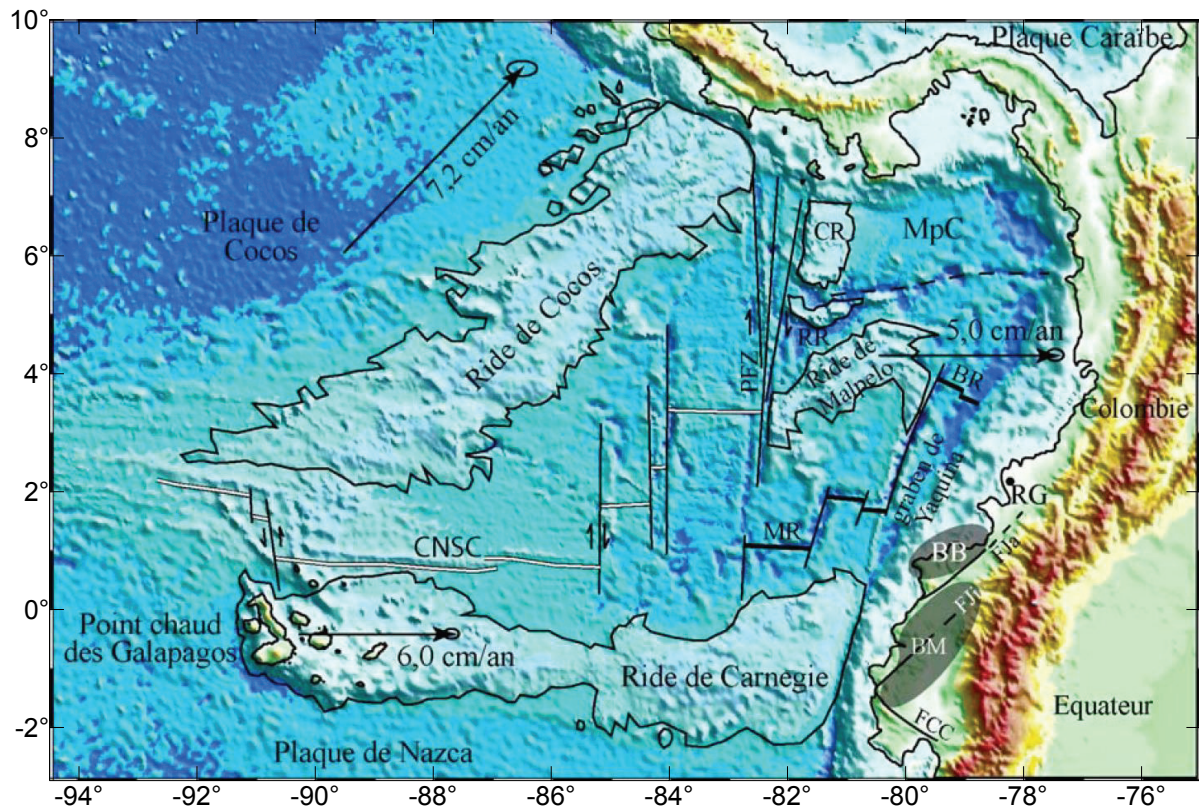


Figure 1.2. Carte bathymétrique du bassin de Panama (modifié d'après Marcaillou, 2003). CNSC: Centre d'expansion de Nazca-Cocos, BB: Bassin de Borbon, BM: Bassin de Manabi, BR: Rift de Buenaventura, CR: Ride de Coiba, FCC: Faille de Chongon-Colonche, FJa: Faille de Jama-Quininde, MpC: Microplaque de Coiba, MR: Rift de Malpelo, PFZ: Zone de fracture de Panama, RR: Ride de Regina, RG: Remolino Grande. Les flèches noires indiquent les vecteurs de convergence (Trenkamp et al., 2002).

L'ouverture du bassin est étroitement associée à l'activité du point chaud des Galápagos dont l'activité est marquée par les rides volcaniques de Cocos, de Carnegie mais aussi sans doute de Malpelo et de Coiba (Sallarès and Charvis, 2003; Lonsdale, 2005).

La dorsale océanique Cocos-Nazca, active à l'ouest de la zone de fracture de Panama (Fig. 1.2) est décalée par de nombreuses failles transformantes. Dans la partie orientale du bassin, le graben de Yaquina est une ancienne dépression générée par l'activité de failles transformantes (van Andel et al., 1971; Lonsdale and Klitgord, 1978; Lonsdale, 2005). Ce graben est limité par des escarpements qui atteignent 3000 m de hauteur. Le relief localisé à l'est du graben de Yaquina, appelé bombement d'Antuyatas (Fig. 1.3), serait un complexe mantélique interprété comme le mur exhumé d'une faille de détachement (Collot et al., sous presse).

La ride de Carnegie

La ride volcanique de Carnegie, est une structure orientée EW, de 200 km de largeur et de 2 km de hauteur par rapport aux bassins environnant. L'épaisseur de la croûte de la ride de Carnegie varie entre 12.9 ± 0.3 km dans la partie occidentale et 19 ± 0.4 km sous la partie orientale (Sallarès and Charvis, 2003; Sallarès et al., 2003; Graindorge et al., 2004; Sallarès et al., 2005). Elle s'est formée, lors de l'ouverture du bassin de Panama, comme conséquence de l'interaction entre la dorsale Cocos-Nazca et le point chaud de Galápagos, depuis 23 Ma à 20 Ma (Hey, 1977; Lonsdale and Klitgord, 1978).

Les forages réalisés pour ODP/DSDP au site 157 (van Andel et al., 1971), sur la ride de Carnegie, montrent une séquence sédimentaire d'âge Miocène – Pléistocène supérieur, qui recouvre la ride, cette séquence est constituée par boues carbonatées et craies lithifiées en profondeur, dessous se trouve une alternance de craies avec des calcaires. Entre 431 m et 437 m de profondeur, apparaît un socle basaltique associé avec des laves en coussin qui marqueraient le toit de la couche 2 océanique.

1.1.2. Evolution tectonique du bassin de Panama

A ~27 Ma (Oligocène supérieur), commence une réorganisation majeure de la plaque Pacifique dans la région (Hey, 1977; Lonsdale and Klitgord, 1978). Vers 25 Ma, le long d'une zone de fracture préexistante, la zone de fracture Pacifique – Farallon, la plaque Farallon se casse. Deux plaques naissent de la dorsale océanique Cocos-Nazca: les plaques Nazca et Cocos. De nos jours, la zone de fracture de Grijalva marque la limite entre les plaques Nazca et Cocos (Fig. 1.1).

Au Miocène inférieur (~23 Ma – 20 Ma) commence l'interaction entre le point chaud des Galápagos et la dorsale océanique Cocos-Nazca (Hey, 1977; Lonsdale and Klitgord, 1978) (Fig. 1.4). À cette époque, la dorsale était orientée ~N45°E, et montrait une vitesse de convergence plus élevée qu'actuellement. Une réorientation de la dorsale vers ~N75°E et une diminution du taux de convergence se produisit vers 20 Ma – 19 Ma (Barkhausen et al., 2001). Le point chaud des Galápagos est alors centré sur la dorsale ce qui génère un épaississement crustal créant les rides de Cocos-Malpelo et de Carnegie (Sallarès and Charvis, 2003), lesquelles se séparent sous l'action de la dorsale océanique Cocos-Nazca. La plaque Cocos se déplace dans la direction SW-NE alors que la plaque Nazca prends la direction E-W, comme le montre l'orientation des rides Cocos et Carnegie.

Entre 19.5 Ma et 14.5 Ma, la propagation vers le nord de la dorsale océanique Cocos-Nazca se fait par une série de sauts de dorsale, le point chaud restant proche de la dorsale. Vers 14.5 Ma, le saut de dorsale correspondant à la zone de fracture Inca va réorienter la dorsale dans sa configuration actuelle est-ouest.

Vers 12 Ma, après le passage de la fracture Inca sous le point chaud des Galápagos, celui-ci se retrouve au nord de la dorsale sous la plaque Cocos (Sallarès and Charvis, 2003). Ce n'est que vers 7.5 Ma que la dorsale océanique Cocos-Nazca repasse sur le point chaud. Depuis 7.5 Ma, le point chaud des Galápagos se situe sous la Plaque Nazca.

À ~9 Ma, se produit l'ouverture de la Zone de fracture de Panama, probablement comme conséquence du blocage de la subduction de la partie est de la plaque Cocos sous la plaque Amérique Centrale (Lonsdale and Klitgord, 1978; Sallarès and Charvis, 2003). À l'ouest de la zone de fracture de Panama, la subduction de la plaque Cocos continue, alors que son segment est incorporé à la plaque Nazca. Le mouvement qui se crée alors le long de la fracture de Panama déplace vers le sud la ride de Malpelo par rapport à la ride Cocos.

Les rides de Regina et de Coïba sont quand à elle nées d'une tectonique extensive plus récente probablement liées à la séparation de la microplaque Coïba de la plaque Nazca (Marcaillou et al., 2006). Aucune réorganisation majeure n'a eu lieu depuis 5.2 Ma.

a)

b)

Figure 1.4. a) Modèle d'évolution géodynamique de la province volcanique des Galápagos (GVP) d'après Sallarès et Charvis (2003) depuis ~20 Ma. Les flèches indiquent la direction de l'expansion océanique d'un part et d'autre de la dorsale Cocos-Nazca (CNSC), U_N et U_S , V_{NS} correspond à la migration de CNSC par rapport au point chaud, et V_{EW} le mouvement relatif de GVP par rapport l'Amérique de Sud fixe. M: ride de Malpelo, Ca: Ride de Carnegie, Co: Ride de Cocos, YG: Yaquina Graben, PFZ: Zone de fracture de Panama, IFZ: Zone de fractura Inca. b) Carte du bassin de Panama actuellement d'après Marcaillou et al., 2006.

1.1.3. Morphologie, structure et origine de la plaque chevauchante: Bloc Nord-Andin et plaque Amérique du Sud

En général le socle de la marge colombo-équatorienne est constitué de roches de nature océanique ou d'arcs insulaires qui affleurent à terre (Goossens and Rose, 1973), sur l'île de Gorgona (Kerr et al., 1997) et au nord de l'Équateur (Evans and Wittaker, 1982). L'ensemble de ces roches basiques ou ultrabasiques sont regroupées sous le nom de formations Dagua-Piñon et Gorgona (Fig.1.5) (Reynaud et al., 1999; Kerr et al., 2002; Cediél et al., 2003; Kerr and Tarney, 2005).

Les roches de la Formation Gorgona, qui affleurent sur l'île du même nom, sont des gabbros, des péridotites, surmontés de coulées de basaltes massives du Crétacé supérieur (Kerr et al., 1997). À partir de données géochimiques, certains auteurs comme Kerr et Tarney (2005) considèrent que cette formation appartient à la même province ignée que la formation Dagua-Piñon. Ce plateau océanique a été fragmenté et accrété entre le Crétacé supérieur et le Cénozoïque contre la marge continentale active de l'Amérique du Sud, induisant un saut de la zone de subduction (Kerr et al 2002; Jaillard et al., sous presse; Luzieux et al., 2006). Avant l'accrétion la Formation Gorgona montre une sédimentation marine et volcanoclastique qui évolue vers une composition plus terrigène après l'accrétion (Marcaillou and Collot, 2008).

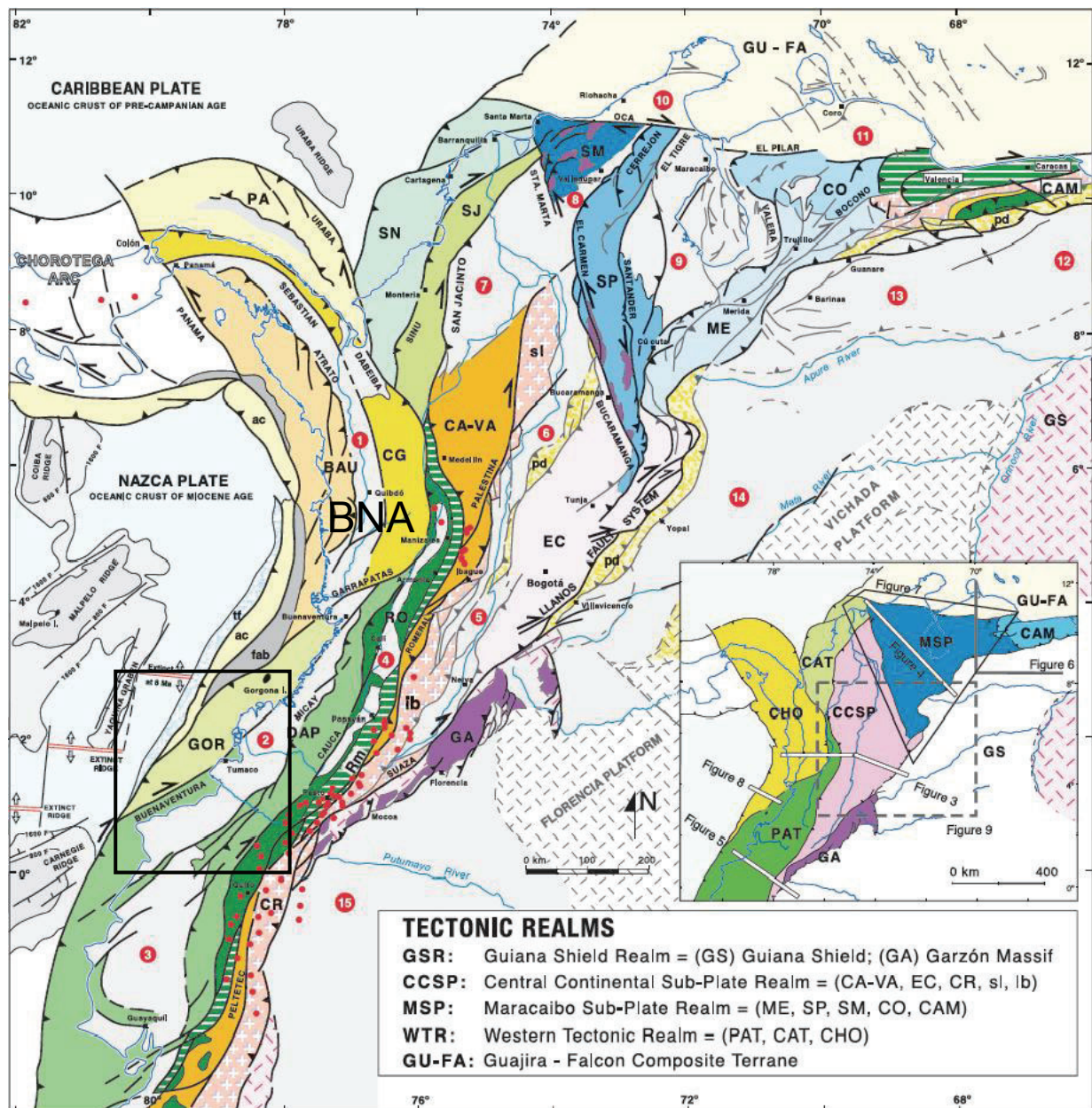


Figure 1.5. Carte lithotectonique et morpho-structurale du nord-ouest de l'Amérique du Sud (Bloc Nord-Andin, BNA), le carré noir représente la zone d'étude. GS: Bouclier de Guyana, GA: Massif de Garzon, SP: Massif de Santander-Serranía de Perijá, ME: Sierra de Mérida, SM: Sierra Nevada de Santa Marta, EC: Cordillère Orientale, CO: Bassin de Carora, CR: Cordillère Real, CA-VA: Terraines Cajamarca-Valdivia, sl: Bloc San Lucas, lb: Bloc Ibagué, RO: Terraines Romeral, DAP: Terraines Dagua-Piñon, GOR: Terraines Gorgona, CG: Terraines Cañas Gordas, BAU: Terraines Baudó, PA: Terraines Panama, SJ: Terraines San Jacinto, SN: Terraines Sinú, GU-FA: Terraines Guajira-Falcón, CAM: Terraines Montagne Caraïbe, Rm: mélange Romeral, fab: bassin avant-arc, ac: prisme d'accrétion, tf: remplissage de la fosse, pd: piémont, 1: Bassin Atrato, 2: Bassin Tumaco, 3: Bassin Manabí, 4: Bassin Cauca-Patia, 5: Bassin Magdalena supérieur, 6: Bassin Magdalena moyen, 7: Bassin Magdalena inférieur, 8: Bassin Cesar-Ranchería, 9: Bassin Maracaibo, 10: Bassin Guajira, 11: Bassin Falcon, 12: Bassin Guarico, 13: Bassin Barinas, 14: Bassin Llanos, 15: Bassin Putumayo-Napo. Les traits rouges indiquent la localisation des volcans. Modifié d'après Cedié et al. (2003).

À 280 km à l'est de la fosse l'arc volcanique actif est orienté N-S à N30°E (cordillères Real-Central et Occidental). Il coïncide avec une ancienne zone de suture (Romeral-Peltetec, Case et al., 1971; Aspden and Littherland, 1992; Cediél et al., 2003) qui met en contact la croûte continentale à l'est avec les roches de la formation Dagua-Piñon d'affinité océanique à l'ouest. Les roches continentales sont principalement des roches métamorphiques précambriennes et paléozoïques (McCourt et al., 1984; Aspden and Littherland, 1992).

Géographiquement le socle continental affleure dans la Cordillère Central en Colombie et dans la Cordillère Real en Équateur, les écaïlles accrétées se situent dans la Cordillère Occidentale en Colombie – Équateur, et se prolongent vers l'ouest formant le socle des bassins avant-arc et des hauts structuraux (López Ramos, 2009) (Fig. 1.6).

Le système avant-arc est constitué par des bassins sédimentaires cénozoïques (bassins de Borbón et de Manglares, Marcaillou and Collot, 2008) limités au sud par la faille Jama-Quinde au nord par la faille Garrapatas (Cediél et al., 2003), et à l'ouest par des hauts-structuraux (Patia, Tumaco, Manglares et Esmeraldas) (Fig. 1.3).

Le substratum des bassins sédimentaires de Manabi, de Tumaco-Borbon et de Manglares, est constitué par la Formation Dagua-Piñon (Cediél et al., 2003) et le remplissage par trois séquences sédimentaires, limitées par des discordances régionales, (López Ramos, 2009). La première séquence repose sur le socle, elle est composée par des sédiments transgressifs Éocène supérieur – Oligocène supérieur. La deuxième séquence est d'âge Oligocène supérieur – Miocène supérieur, elle est caractérisée par de fortes variations latérales de faciès et enregistre la surrection de hauts structuraux, associée à une augmentation du taux de convergence des plaques et une régression régionale. Finalement, la troisième séquence, Miocène supérieure à l'Holocène, est marquée par la présence de sédiments fins à la base, suivis par des sables grossiers, conglomérats et argiles, qui peuvent inclure des matériaux volcaniques.

1.1.4. Cinématique actuelle de la zone d'étude

Les données GPS actuelles montrent qu'à la frontière entre la Colombie et l'Équateur, la plaque Nazca converge vers l'est à une vitesse de 6 cm/an par rapport à la plaque Amérique du Sud (Trenkamp et al., 2002) (Fig. 1.7). L'obliquité de la convergence entre ces deux plaques varie entre 2°S et 4°N (Ego et al., 1996). Elle passe de 30° entre Guayaquil et Esmeraldas (2°S – 1°N) en Équateur, à 50° entre Esmeraldas et Buenaventura en Colombie (1°N – 4°N).

Cette obliquité de la convergence a pour conséquence des différences de l'âge de la plaque Nazca à son rentrée en subduction. Ainsi la croûte océanique du bassin a 20 Ma au front du canyon d'Esmeraldas et 14 Ma au large de Tumaco (Hardy, 1991) (Fig. 1.1, 1.5).

Dans cette zone une microplaque, dénommée Bloc Nord-Andin (BNA) par Pennington (1981), s'étend des Andes, où elle est délimitée par la faille Bocono, le système de failles des Andes orientales et de Dolores Guayaquil à l'est, à la ceinture déformée Sud Caraïbes vers le nord, et à la fosse colombo-équatorienne et de Panama à l'ouest (Pennington, 1981; Ego et al., 1996; Trenkamp et al., 2002) (Fig. 1.5).

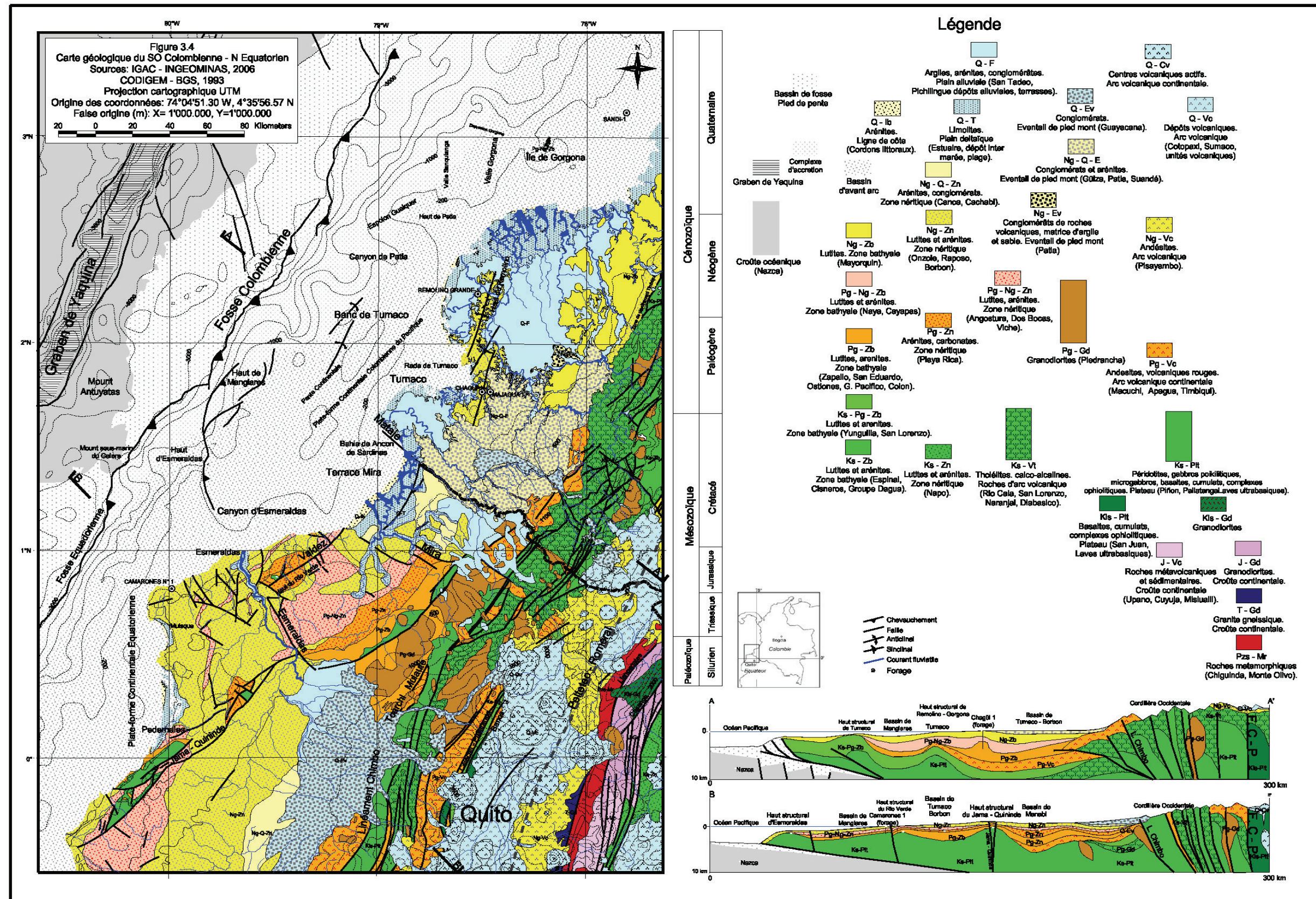


Figure 1.6. Carte géologique du sud-ouest de la Colombie – nord-ouest de l'Équateur, d'après López Ramos (2009).

Figure 1.7. Vecteurs de vitesse relative des stations par rapport à la plaque Amérique du Sud fixe. D'après Trenkamp et al. (2002).

La subduction oblique de la plaque Nazca sous l'ensemble Amérique du Sud contrôle également le déplacement du BNA, lequel se déplace vers le NNE à une vitesse de 6 mm/an par rapport à la plaque Amérique du Sud.

La présence de la ride de Carnegie joue un rôle important dans les processus géodynamiques de la région. L'augmentation du couplage interplaque associé avec la subduction de cette ride sous la marge d'Équateur depuis 8 Ma à 2 Ma (Lonsdale and Klitgord, 1978; Daly, 1989; Gutscher et al., 1999) pourrait contrôler en partie, l'échappement du Bloc Nord-Andin vers le nord (Witt et al., 2006). D'autres processus comme le soulèvement de l'axe de la fosse (Daly, 1989; Gutscher et al., 1999), la surrection des terrasses marines à terre (Pedoja et al., 2006) ou l'érosion de la marge (Calahorrano, 2005) sont au moins en partie associés à l'entrée en subduction de la ride de Carnegie.

1.2. MORPHOLOGIE ET STRUCTURE DE LA MARGE

Les caractéristiques des plaques en présence influencent la subduction et contrôlent en partie la segmentation de la marge: topographie du toit de la croûte océanique, présence de sédiments, flottabilité de la plaque plongeante mais aussi la nature et la structure de la terminaison occidentale de la plaque chevauchante.

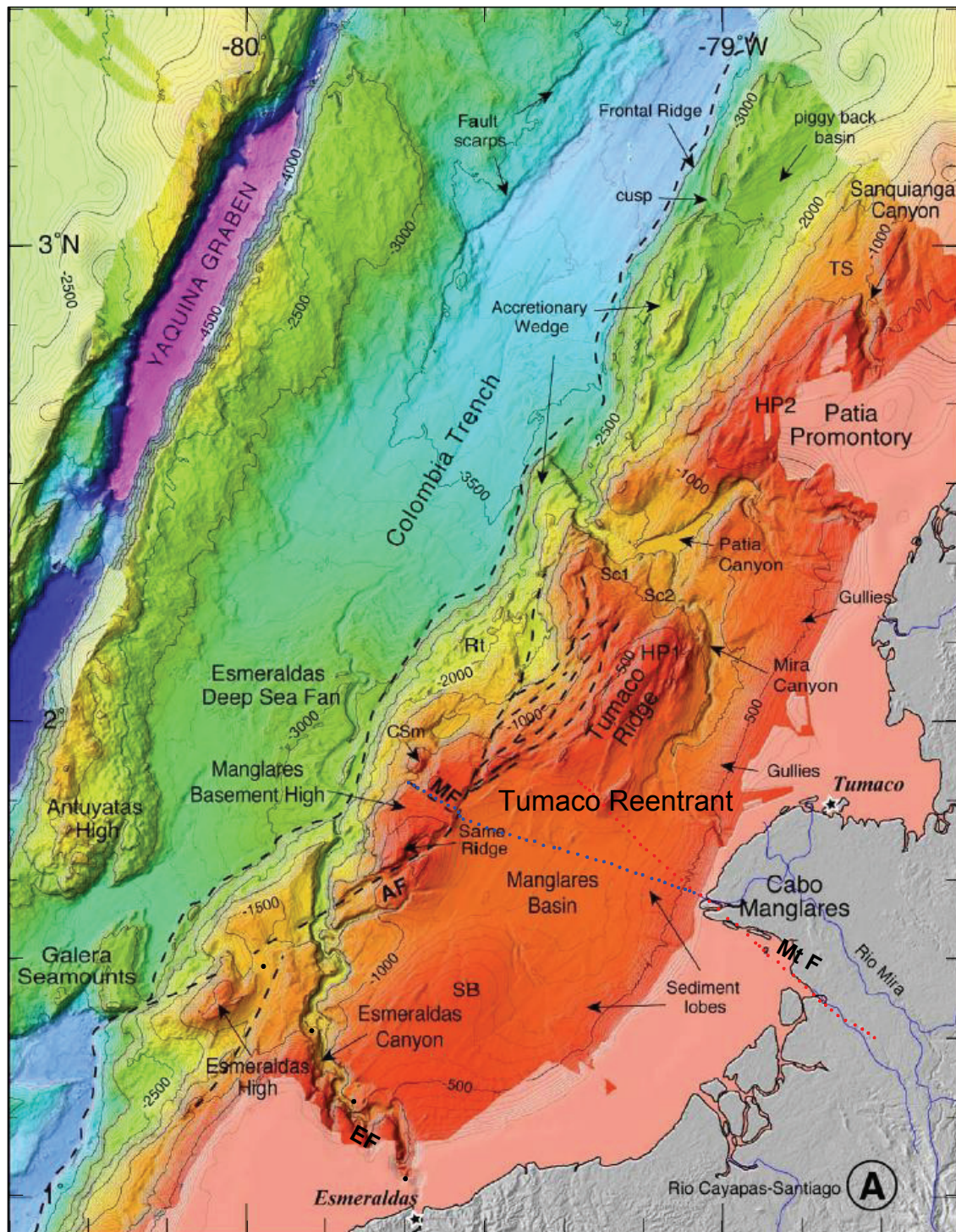


Figure 1.8. Carte bathymétrique détaillée avec des courbes à 50 m de la marge à la frontière colombo-équatorienne. Ce segment de la marge est caractérisé par le rentrant de Tumaco, limitée au nord par le promontoire de Patia. AF: Faille d'Ancon, MF: Faille de Manglares, SB: Bombement sous-marin, MtF: Faille de Mataje, EF: Faille d'Esmeraldas, HP1: plate-forme de Tumaco, HP2: plate-forme de Patia, Sc1et Sc2: slumps d'escarpements, TS: lobes sédimentaires, Csm: mont sous-marin conique, Rt: pendage de dépression. (Modifié d'après Collot et al., sous presse).

La marge Nord-Andine est orientée N20°E d'entre le Golfe de Guayaquil à la latitude 1.5°N (Fig. 1.1). Au nord, la marge prend une direction N40°E. Au niveau de ce changement la marge présente une concavité tournée vers la mer connue comme le rentrant de Tumaco. Ce rentrant est limité au nord et au sud par deux promontoires, respectivement d'Esmeraldas et de Patia (Marcaillou, 2003; Collot et al., sous presse) (Fig. 1.8). Ces promontoires sont marqués dans la carte des anomalies gravimétriques par des anomalies positives de 20 à 40 mgals (Marcaillou, 2003) (Fig 1.9).

Le rentrant de Tumaco présente un plateau continental étroit, et une pente continentale perturbée par la présence de hauts bathymétriques, qui coïncident avec des anomalies gravimétriques positives bien marquées, et limite le bassin de Manglares au nord-ouest (Fig. 1.8 et 1.9). Entre les latitudes 1°40'N et 2°N, le haut du socle dit de Manglares (*MBH Manglares basement High*, Fig.1.8) et vers le nord, décalé vers l'est la ride de Tumaco (Collot et al., sous presse).

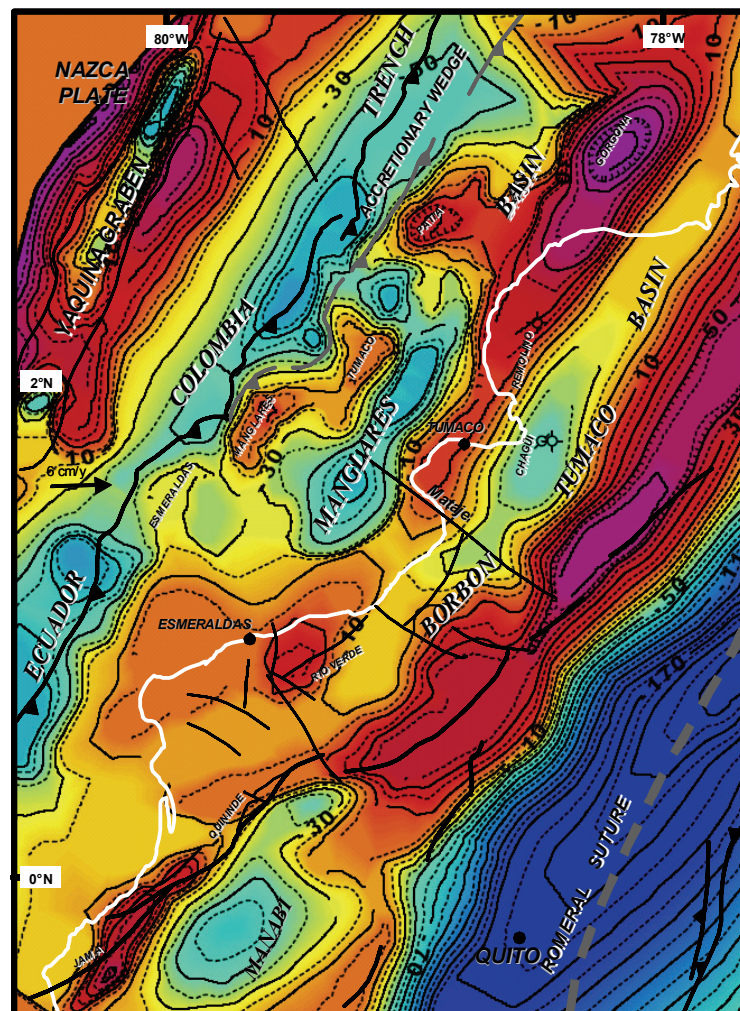


Figure 1.9. Carte des anomalies gravimétriques de la marge Nord Équateur – Sud Colombie. Anomalie de Bouguer à terre et à l'air libre en mer (d'après López Ramos, 2009 et les travaux antérieurs de Feininger, 1975; Fairhead et al., 1991; INGEOMINAS, 2002; Collot et al., 2005).

Dans la partie sud, le canyon d'Esmeraldas transporte les sédiments qui s'accumulent vers le nord construisant un éventail asymétrique: le delta profond d'Esmeraldas (Esmeraldas deep sea fan); vers le sud le flux de sédiments est bloqué par le relief Antuyatas (Collot et al., sous presse). Le canyon d'Esmeraldas est orienté obliquement à la marge. C'est un chenal de 10 à 12 km de largeur, bordé par des murs de 1000 m de hauteur, et contrôlé par des failles de direction NNW-SSW à NS (Collot et al., 2004; Dumont et al., 2006; Ratzov et al., 2007).

À l'ouest le rentrant de Tumaco est limité par la fosse, dont la profondeur dépasse 3500 m. Le remplissage sédimentaire de la fosse, atteint une épaisseur de 4 km à l'aplomb du delta profond d'Esmeraldas (Marcaillou, 2003; López et al., 2007).

De nombreuses failles, dont certaines sont actives dans les temps très récents, ont été mises en évidence à partir des travaux récents de sismique et de bathymétrie:

- La Faille d'Ancon (AF Fig. 1.8): c'est une structure crustale de direction NE situé dans le front de déformation et interprétée comme une faille secondaire (splay fault) (Collot et al., 2004, 2005). Cette faille recoupe l'axe du canyon d'Esmeraldas et se termine en queue de cheval sur le flanc NW de la ride de Tumaco (Ratzov et al., 2007, Collot et al., sous presse).
- La Faille Esmeraldas (EF Fig. 1.8): cette faille de direction NNW, qui contrôle la position du canyon d'Esmeraldas (Daly, 1989; Eguez et al., 2003), se poursuit à terre (Vanek and Hanus, 1988). Elle est affectée d'un mouvement extensionnel avec une faible composante de décrochement senestre, du Crétacé jusqu'au Néogène (Collot et al., 2004).
- La Faille Manglares (MF Fig. 1.8): cette faille de transfert crustale, quasi-perpendiculaire à la fosse, sépare deux segments de marge avec des régimes tectoniques différentes, au nord la marge a subi une déformation importante et un raccourcissement alors qu'au sud le bassin avant-arc n'est pas déformé.
- La Faille Mataje (MtF Fig. 1.8): cette faille ferait partie du même système que la faille Manglares, elle se prolongerait à terre le long de la côte sud du cap Manglares.

La zone d'étude, affectée par une séquence sismique remarquable au XX^e siècle, présente des caractéristiques morpho-structurales et un style de déformation qui évolue du nord vers le sud avec un passage progressif d'une subduction en accréation en Colombie à une subduction en érosion en Équateur (Marcaillou, 2003; Collot et al., 2004; Marcaillou et al., 2006; Marcaillou and Collot, 2008, López Ramos, 2009) (Fig. 1.8):

- Le segment de Patia, au nord, où la marge peu déformée est en accréation; la bordure ouest est soulignée par un prisme d'accréation tectonique marqué.
- Le segment de Tumaco où la marge est plus profonde (800 m – 1000 m) et a subi une déformation chevauchante et un plissement tectonique, lesquels ont une influence directe sur la subsidence du bassin avant-arc. La taille du prisme d'accréation tectonique diminue progressivement vers le sud jusqu'à disparaître entre 2°20'N et 2°N.
- Le segment Manglares caractérisé par l'absence de prisme d'accréation et la présence d'une faille secondaire unique qui limite le haut de Manglares. Au sud, la faille Esmeraldas sert de limite à la zone de la marge qui subit l'influence de la subduction de la ride de Carnégie.

1.3. ACTIVITE SISMIQUE ASSOCIÉE À LA SUBDUCTION

1.3.1. La géométrie de la subduction en profondeur

Au premier ordre, la géométrie de la subduction en profondeur nous est donnée par la zone de Wadati-Benioff. En Colombie-Equateur, la distribution de la sismicité montre des variations latérales de la géométrie de cette zone. En effet, les différentes études de la sismicité réalisées dans la région montrent une zone de Wadati-Benioff, et par conséquent une subduction, dont le pendage oscille entre 25° et 35° (Meissnar et al., 1976; Barazangi and Isacks, 1976; Pennington, 1981; Guillier et al., 2001; Engdahl et al., 1998; Pontoise and Monfret, 2004; Pedraza García et al., 2007).

Une coupe perpendiculaire à la fosse à environ 4°N, au nord de la Colombie, montre un pendage de 30° à 35° (Gutscher et al., 1999). Entre 2°N et 1°N, Pontoise et Monfret (2004) montrent un pendage de la zone de Wadati-Benioff de 35°. Plus au sud, Guillier et al. (2001) montrent qu'entre 1°N et 2°S, la zone de Wadati-Benioff a un pendage qui évolue de 35° au nord à 25° au sud (Fig. 1.10). Cette sismicité qui se voit jusqu'à 150 km de profondeur au nord et 200 km de profondeur au sud, montre un slab continu. L'utilisation par Guillier et al. (2001) d'un réseau temporaire pour enregistrer la sismicité régionale, montre un slab plus penté par rapport à Gutscher et al. (1999) qui désigne un slab plat dans la même région en utilisant seulement les séismes du catalogue international dont le nombre est très faible.

Dans notre région d'étude, entre 1°N et 2.5°N, Manchuel et al. (en préparation) montre une zone de Wadati-Benioff ayant un pendage de 35°.

1.3.2. La zone sismogène

Dans les zones de subduction, la surface qui rompt lors de séismes de type "chevauchement" à la frontière entre les plaques convergentes est appelée la zone sismogène (Lallemand, 1999), Fig. 1.11. Plusieurs facteurs contrôlent la taille de la zone sismogène comme les conditions de pression et de température qui modifient les propriétés rhéologiques des roches, la présence de fluides et la nature des roches en contact (Fig. 1.11).

Selon Hyndman et al. (1997), la température est un des principaux facteurs qui contrôlent les limites amont et aval de la zone sismogène. La limite supérieure correspondrait à l'isotherme ~100°C – 150°C, température à laquelle se fait la transformation smectite-illite des sédiments subduits ou sous-plaqués (Byrne et al., 1988; Vrolijk, 1990). La limite inférieure est associée à l'isotherme ~350°C – 450°C, température à laquelle les roches crustales passent d'un comportement cassant à ductile. Cependant dans certains cas, d'autres facteurs comme la serpentinisation du coin mantellique (Hyndman and Peacock, 2003), la variation du volume de sédiments entrant en subduction (Cloos et Shreve, 1996) ou la présence d'aspérités (volcans sous-marins, rides ...) sur la plaque plongeante (Lay et al., 1982) ou certaines caractéristiques de la plaque chevauchante (Collot et al., 2004) pourraient contrôler les limites de la zone sismogène.

Aspérités et barrières de rupture

Dans certaines zones de subduction, le passage en subduction de reliefs ou d'aspérités favorise le couplage entre les plaques et est le lieu de nucléation des séismes, alors que dans d'autres cas, ces structures qui entrent dans la subduction jouent le rôle de barrières à la rupture sismique (Bilek, 2007) (Fig. 1.12).

Figure 1.10. Localisation des hypocentres d'après Guillier et al. (2001) le long de trois coupes réalisées en Equateur (carte du bas).

Certaines études comme celle-ci de Mochizuki et al. (2008) montrent que la taille des monts sous-marins subduits a une influence sur les dimensions de la zone de rupture.

De plus, plusieurs études ont montré l'importance de la nature de la plaque chevauchante. Tassara et al. (2008) montrent une segmentation sismique le long de la Cordillère andine en relation avec les variations de composition crustale et donc d'unités géologiques formant la plaque chevauchante. Collot et al. (2004) font la relation entre les grands séismes de subduction au large de l'Equateur-Colombie et la présence de faille de transfert dans la plaque chevauchante.

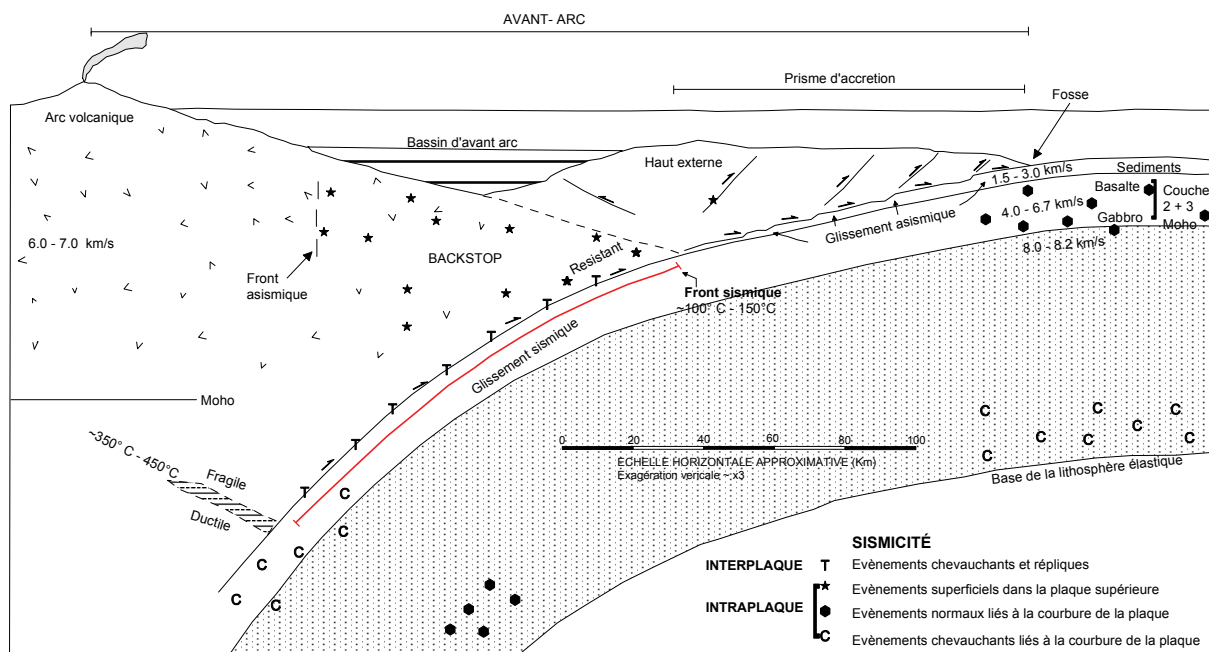


Figure 1.11. Coupe schématique qui montre la localisation de la zone sismogène interplaque, d'après Byrne et al. (1988) et Lay et Bilek (2007).

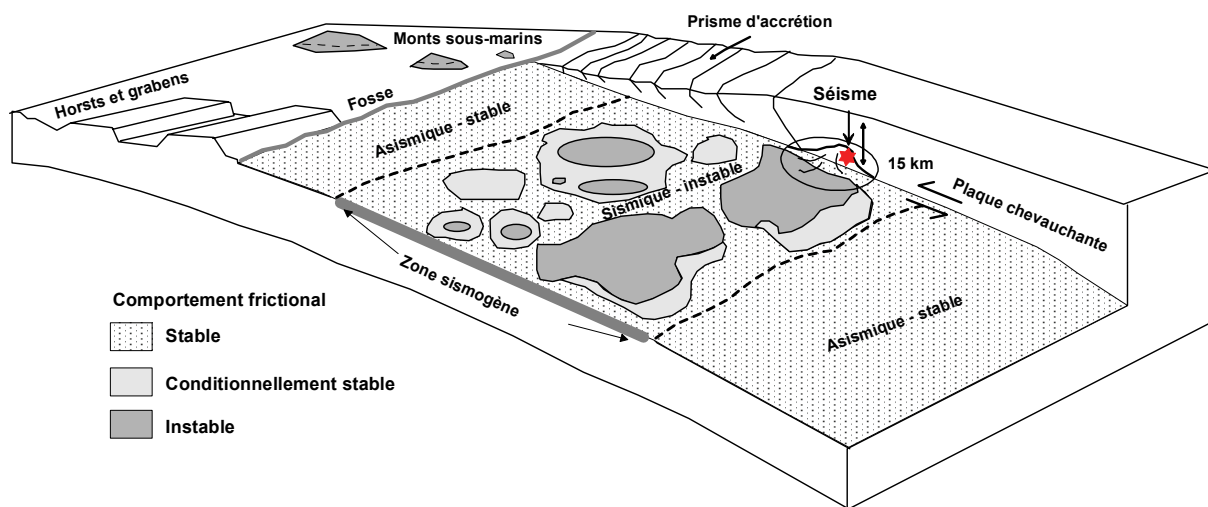


Figure 1.12. Schéma des propriétés frictionnelles d'une zone de subduction. La distribution des aspérités (en gris) peut être très hétérogène à profondeur selon la diversité de structures, comme grabens, horst et monts sous-marins sur le panneau plongeant. Entre les aspérités ou régions de fort effort, le matériel plus faible (région pointillée) peut limiter la zone de rupture des séismes. Modifié d'après Dixon et Moore (2007) et Bilek (2007).

1.3.3. Les grands séismes de subduction au large de la Colombie-Equateur

Au cours du XX^e siècle la marge colombo-équatorienne a été marquée par une séquence de quatre grands séismes de subduction (Fig. 1.13). Le 31 janvier 1906 un séisme de magnitude $M_w=8,8$ a rompu une zone d'au moins 500 km (Kelleher, 1972). Il a généré un des tsunamis les plus dévastateurs qui ait affecté la région côtière de ces deux pays (Kanamori and McNally, 1982; Rudolph and Szirtes, 1912; Sieberg, 1932).

Ensuite, cette zone a été affectée par trois séismes interplaque en 1942, 1958 et 1979 (Tableau 1.1), les deux derniers séismes ont été suivi par des tsunamis. Les mécanismes focaux de ces séismes indiquent un chevauchement, avec un plan nodal parallèle à la direction de la fosse, et un vecteur de glissement orienté EO (Beck et Ruff, 1984; Herd et al., 1981; Swenson and Beck, 1996).

Date	Localisation	Profondeur (km)	Magnitude M_w	Rupture
13 janvier 1906	1 N/81.5°W	-	8.8 (2)	500 km (1)
14 mai 1942	0.01°N/80.39°W	19.7 14 (4)	7.8	200 km (4)
19 janvier 1958	1.14°N/79.59°W	29.8 18.5 (5)	7.7	50 km (3)
12 décembre 1979	1.62°N/79.42°W	37.5 24.3 (5)	8.2	120 km (3)

Tableau 1.1. Grands séismes de subduction du XX^e siècle le long de la marge colombo-équatorienne. Les localisations des séismes de 1942, 1958, et 1979 correspondent aux relocalisations de Mendoza et Dewey (1984). (1) Kelleher (1972), (2) Kanamori et McNally (1982), (3) Beck et Ruff (1984) (4) Swenson and Beck (1996), (5) Engdahl and Villaseñor (2002).

Les zones de ruptures calculées par Kelleher (1972), Kanamori et McNally (1982) et Beck et Ruff (1984) montrent que la zone de rupture du séisme de 1906 a été reprise par les trois ruptures successives, du sud au nord, des séismes de 1942, 1958 et 1979, de plus pour chaque séisme la rupture se propagent systématiquement de sud au nord (Fig. 1.13).

Le séisme de 1958 a une zone de rupture de 50 km parallèlement à la fosse calculée avec un nombre de répliques très réduit. Alors que les zones de rupture des séismes de 1942 et 1979 atteignent la fosse, celle du séisme de 1958 s'arrête à l'est du haut structural appelé OBH (Figure 1.13). Elle pourrait se propager le long d'une faille secondaire identifiée en sismique réflexion (Collot et al., 2004).

Le séisme de 1958 est caractérisé par la rupture d'une petite aspérité (25 km, zone grisée sur la Fig. 1.13) proche de la région épacentrale (Beck and Ruff, 1984). Collot et al., (2008) suggèrent que cette aspérité pourrait être associée avec un mont sous-marin de petite taille similaire à ceux observés sur la plaque plongeante à proximité de la fosse (Fig. 1.1, par exemple les Monts Galera). La rupture du séisme de 1958 s'interrompt vers le nord près de la zone épacentrale de séisme de 1979 (Mendoza and Dewey, 1984). Beck et Ruff (1984) suggèrent que la rupture du séisme de 1958 a été bloqué par l'aspérité du séisme de 1979 qui a joué comme une barrière. La longueur de la rupture du séisme de 1979 est ~120 km, avec une aspérité de 60 km au sud, limitée par deux régions de petite déplacement (faibles), (Beck et Ruff, 1984), néanmoins Kanamori et McNally (1982) évaluent la rupture totale à 230 km.

Figure 1.13. Localisation des grands séismes de subduction ($M_w > 7.5$) à la frontière entre la Colombie et l'Équateur au cours du XX^e siècle. Les zones de ruptures (ellipses pointillées) des quatre grands séismes de subduction (épicentres indiqués par des étoiles) ont été estimées à partir de la localisation des répliques (traits gris), les aspérités associées aux séismes sont marquées par les ellipses ombrées, les mécanismes focaux sont présentés à côté de chaque événement (Mendoza and Dewey, 1984; Kanamori and Given, 1981; Kanamori and McNally, 1982; Swenson and Beck, 1996; Beck and Ruff, 1984; Herd et al., 1981). OBH: écaïlle externe du socle. Le vecteur indique le mouvement de Nazca par rapport à la plaque Amérique du Sud (Trenkamp et al., 2002). D'après Collot et al., 2004.

La rupture du séisme de 1979 s'est initiée dans une zone de faible couplage qui a subi un déplacement cosismique de 1,75 m, puis elle se serait propagée dans une zone d'aspérité où la plus grande partie de l'énergie est libérée avec un déplacement cosismique atteignant 5,8 m. La rupture se poursuit vers le nord-est le long d'un segment à faible couplage, où le déplacement atteint 2 m (Beck and Ruff, 1984). Au contraire, les séismes de 1942 et de 1958 se sont initiés au niveau de l'aspérité, avec une libération d'énergie en une seule phase. La rupture se propage ensuite vers le nord-est dans une zone plus faiblement couplée avec une plus faible libération de moment sismique (Beck and Ruff, 1984; Swenson and Beck, 1996).

Les hétérogénéités associées aux aspérités sismologiques qui séparent les zones de rupture des séismes de 1942, 1958 et 1979 peuvent être de diverses natures: des hétérogénéités de la plaque Nazca, associées au système de failles transformantes – dorsales inactives, qui ont été rompues lors du séisme de 1906 (Mendoza et Dewey, 1984; Swenson and Beck, 1996). La répartition irrégulière des sédiments, piégés dans les dépressions topographiques ou s'accumulant localement au débouché des canyons pourrait aussi agir comme des aspérités sismologiques dans cette zone (Sage et al., 2006; Collot et al., 2008).

Selon Collot et al., (2004), les limites des zones de rupture de cette séquence de séismes coïncideraient avec la présence de structures transversales, qui segmentent la marge dans cette région et qui représentent des discontinuités mécaniques. Ainsi la limite entre les zones de glissement cosismique des séismes de 1942 et 1958 serait la faille d'Esmeraldas, et celle entre les zones de glissement des séismes de 1958 et 1979 la faille Manglares qui se comporteraient comme une barrière sismique.

La limite occidentale de zone de rupture du séisme de 1958 coïncide avec une écaille externe du socle de la marge (OBH) de 9 km d'épaisseur, cette structure a agit comme un bloc déformable le long d'une faille secondaire (*splay fault*), pendant la propagation du glissement cosismique. Le soulèvement de cette structure pourrait être responsable du tsunami associé au séisme (Collot et al., 2004; Agudelo, 2005).

Finalement, la séquence de ces séismes suggère que la segmentation sismologique le long de la fosse d'Amérique du sud varie dans le temps (Swenson and Beck, 1996). Elle peut être modélisée par des aspérités avec des patrons d'activation qui changent au cours du temps. Il est important d'éclairer le comportement des aspérités et des barrières puisqu'il paraît jouer un rôle majeur dans cette zone à côté d'autres paramètres comme la déformation crustale, et la longueur des ruptures, dans les modèles d'évaluation de l'aléa sismique et la réduction du risque (Kanamori and McNally, 1982).

2. ACQUISITION ET DONNÉES

La sismique réflexion/réfraction grand angle (SGA) est une des techniques géophysiques la mieux adaptée pour déterminer la structure profonde de la croûte, en particulier pour connaître la vitesse de propagation des ondes et l'épaisseur des différentes couches géologiques. Cette méthode consiste en la mesure des temps de propagation des ondes sismiques entre une source et un récepteur. Une des principales caractéristiques de la SGA est que sa géométrie d'acquisition permet de grandes distances source-récepteur (offset), de telle manière qu'il est possible d'enregistrer des ondes directes, réfractées et des réfléchies pré- et post-critiques.

Communément, les ondes sismiques sont produites à partir de la libération d'un volume assez grand d'air comprimé sous l'action d'un piston, par des canons à air synchronisés et remorqués par un navire. Les intervalles de temps entre tirs oscillent entre 1 et quelques minutes pour permettre l'enregistrement des ondes se propageant dans la croûte profonde et le manteau supérieur. Les ondes sismiques sont enregistrées par des capteurs posés sur le fond marin, encore nommés OBS, sigle anglais de "*Ocean Bottom Seismometer*", ou par des stations terrestres, lesquelles sont déployées le long d'un profil ou d'un ensemble de profils. À mesure que la source se déplace, la distance entre elle et les récepteurs (offset) varie. Ainsi pour les offsets faibles les rais se propagent dans les couches superficielles, et à grands offsets, les rais atteignent des profondeurs plus grandes (Fig. 2.1.)

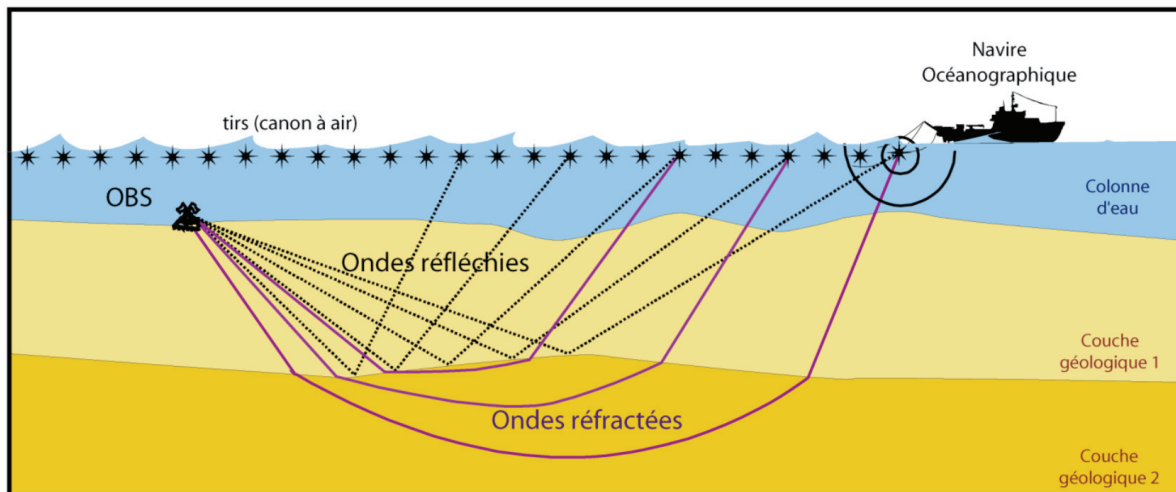


Figure 2.1. Schéma de l'acquisition des données de sismique grand-angle. (Repris de Gailler, 2005).

Les sismogrammes enregistrés sont représentés en sections sismiques en fonction de la distance source-récepteur et du temps de propagation. Pour améliorer la lisibilité de la section sismique, le temps est exprimé en temps réduit (T_r): temps réel (T) écoulé depuis l'instant de tir auquel on soustrait l'offset (X) divisé par une vitesse constante (V_r = vitesse de réduction) : $T_r = T - X/V_r$. De cette manière les ondes qui se propagent à une vitesse égale à la vitesse de réduction ont pour hodochrone une droite de pente nulle donc parallèle à l'axe

des offsets, celles dont la vitesse de propagation est supérieure à V_r ont une hodochrone de pente positive et celles dont la vitesse de propagation est inférieure à V_r une hodochrone de pente négative (Fig. 2.2). Finalement, en connaissant la distance parcourue et les temps de trajets, il est possible, par différentes méthodes, de proposer un modèle de la structure du milieu.

Figure 2.2. Exemple d'une section sismique représentée avec une vitesse de réduction de 6 km s^{-1} . Dans un milieu en couches horizontales, les ondes qui se propagent, à une vitesse égale à la vitesse de réduction apparaissent comme des hodochrones horizontales sur la section offset, temps réduit. Si la vitesse de propagation est plus faible que la vitesse de réduction les hodochrones présentent un pendage positif, et un pendage négatif dans le cas contraire. Dans le cas d'un modèle quelconque la pente des hodochrones permet néanmoins l'identification préliminaire des différentes phases se propageant dans la croûte et dans le manteau supérieur par leur vitesse apparente (V_a) qui dépend de la vitesse de propagation dans le milieu et de sa géométrie.

2.1. LA CAMPAGNE ESMERALDAS

La campagne de sismique réflexion/réfraction grand-angle, Esmeraldas s'est déroulée en 2 étapes de mars à juin 2005. À partir du 21 mars, des OBS ont été déployés par le N/O Colombien Providencia (DIMAR), simultanément des sismomètres terrestres étaient déployés à terre (Fig. 2.3) pour l'enregistrement des tirs effectués en mer à la frontière entre la Colombie et l'Equateur, depuis le N/O Français l'Atalante (IFREMER). Ce réseau de sismomètres terrestres et marins est ensuite resté opérationnel 3 mois, jusqu'en juin 2005 pour l'enregistrement de la sismicité.

Le but de la partie active (enregistrement des tirs) de la campagne Esmeraldas est d'imager la structure tridimensionnelle d'un segment de la marge affecté par le séisme de 1958, de caractériser sa géométrie et de voir les variations latérales des structures observées. Ces images 3D serviront à mieux comprendre les mécanismes de déformation des structures tectoniques actives.

Le principal objectif de la partie passive de la campagne (enregistrement des séismes) est de déterminer l'activité sismique de la marge active, à partir de la localisation précise de la sismicité en utilisant les modèles de vitesse obtenus par tomographie locale (LET pour *Local Earthquake Tomography*) (Thèse de K. Manchuel, en préparation).

Les profils sismiques de la campagne Esmeraldas couvrent une zone de plus de 22000 km² au large de Tumaco au sud de la Colombie et d'Esmeraldas en Equateur. Vingt-six OBS et trente-et-une stations à terre ont été déployés entre 0°N et 2,0°N et entre 80,4°W et 78,0°W (Fig. 2.3). Les OBS ont été positionnés à l'intersection des profils sismiques et, dans la mesure du possible, les stations à terre ont été distribuées de façon homogène en Equateur, Annexe 2.1.

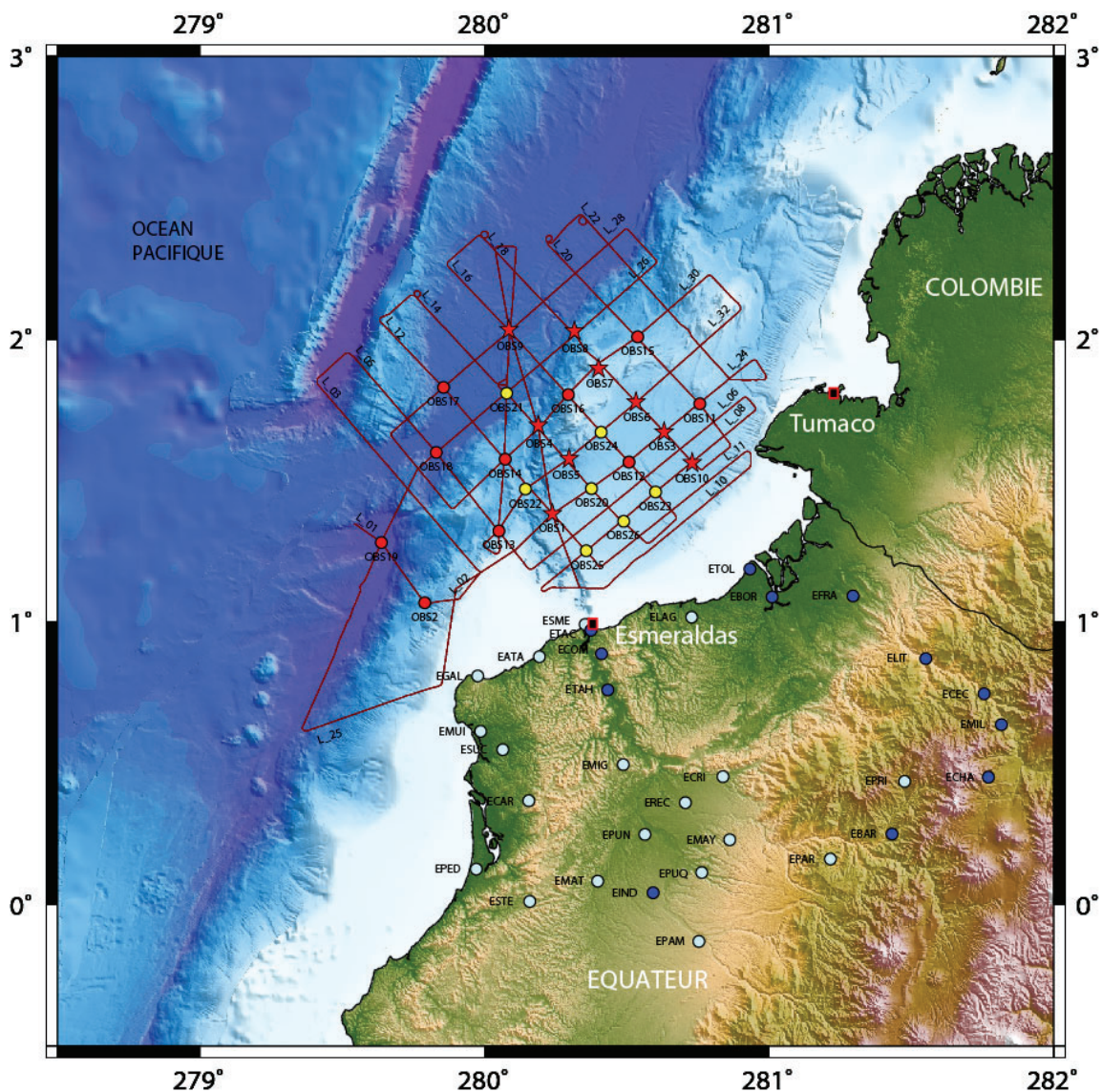


Figure 2.3. Plan de position de la campagne Esmeraldas. Les OBS Hippocampe sont représentés en rouge: les étoiles pour les OBS dotés de sismomètres longue-période (CMG-6T) et les cercles pour les OBS avec géophones courte période. En jaune les OBS de type UTIG-IRD (courte période), en bleu les stations à terre Hathor et en cyan les stations Titan. Les lignes indiquent la position des profils de sismique grand-angle.

Deux générations d'OBS ont été employées, la génération UTIG-IRD (7 OBS) (Nakamura et al., 1987) et Hippocampe (19 OBS) (Charvis and Hello, 2005; Hello et al., 2006). Les OBS

sont dotés de quatre composantes, 3 composantes vélocimétriques qui restituent le mouvement du sol dans l'espace (deux composantes horizontales perpendiculaires entre elles, et une composante verticale) et un hydrophone qui mesure les variations de pression dans la colonne d'eau. Les sismomètres courte-période sont équipés de géophones dont la fréquence naturelle est de 4,5 Hz ou, pour certains d'entre eux de sismomètres CMG-6T dont la bande passante est comprise entre 0,033 Hz (30 s) et 100 Hz. L'ensemble des OBS était programmé pour enregistrer avec un pas d'échantillonnage de 100 échantillons par seconde.

À terre deux types de stations 3-composants ont été déployés, 19 stations TITAN (AGECODAGIS) et 12 stations HATHOR (LEAS). Plusieurs types de capteurs ont été utilisés, large-bande (Guralp CMG3 et CMG40, Lehnartz-10 s), intermédiaire (Lehnartz-5 s) et courte période (Mark Products L14C-1 s). Ces stations ont enregistré avec un pas d'échantillonnage de 125 échantillons par seconde.

Le dispositif source utilisé pendant la campagne était composé d'un réseau de 8 canons-à-air, avec un volume unitaire de 16 litres, lesquels ont été immergés à une profondeur moyenne de 30 m. Ces canons étaient alimentés par deux compresseurs de 1075 m³/h chacun. Les canons ont été synchronisés avec une cadence de tirs de 60 s. Par conséquent, la distance entre les tirs est de 150 m environ, en considérant une vitesse moyenne de navigation de 6 nœuds. Un total de 18411 tirs a été effectué, le long de 22 grands profils parallèles et perpendiculaires à la fosse, et 13 profils de raccordement plus petits, ce qui correspond à peu près à 2890 km de profils sismique. Ces tirs permettent d'échantillonner aussi bien la croûte océanique de la plaque Nazca qui entre dans la subduction que la marge d'Équateur et de Colombie.

2.2. LES DONNÉES

Les données enregistrées par les OBS, et par les stations à terre, ont fait l'objet d'un traitement spécifique selon leur origine.

2.2.1. Chaîne de traitement des données OBS

La première étape consiste, immédiatement après la récupération de l'OBS à bord du navire, à faire une mesure de la dérive de l'horloge de l'OBS par rapport à une horloge GPS de référence. Ensuite les données sont sauvegardées et vérifiées.

La deuxième étape du travail a été d'extraire les sections sismiques au format *SEG-Y* des enregistrements bruts, continu, des OBS. Pour se faire, nous utilisons le programme OBSTOOL qui permet à partir d'un fichier contenant l'heure et la position de chaque tir (fichier de navigation) de découper l'enregistrement continu d'un OBS en un ensemble de traces sismiques qui peuvent être représentées côte à côte dans un diagramme fonction de l'offset et du temps. Ce programme permet aussi à partir des tirs situés au-dessus de l'instrument de repositionner celui-ci au fond de l'eau. En effet, les OBS sont largués depuis le navire et sont susceptibles de dériver par rapport à leur position de largage lors de la descente vers le fond à cause des courants marins. Ces tirs nous permettent également de déterminer l'orientation des composantes horizontales et une correction résiduelle d'horloge. Pour chaque OBS, nous obtenons au final une section sismique pour chaque profil qu'ils soient en ligne ou non (Fig. 2.4). Pour être étudiées, les sections sismiques sont ensuite représentées en temps réduit avec une vitesse de réduction de 6 km s⁻¹ ou 7 km s⁻¹. Nous avons au total extrait 806 sections sismiques pour l'ensemble des OBS.

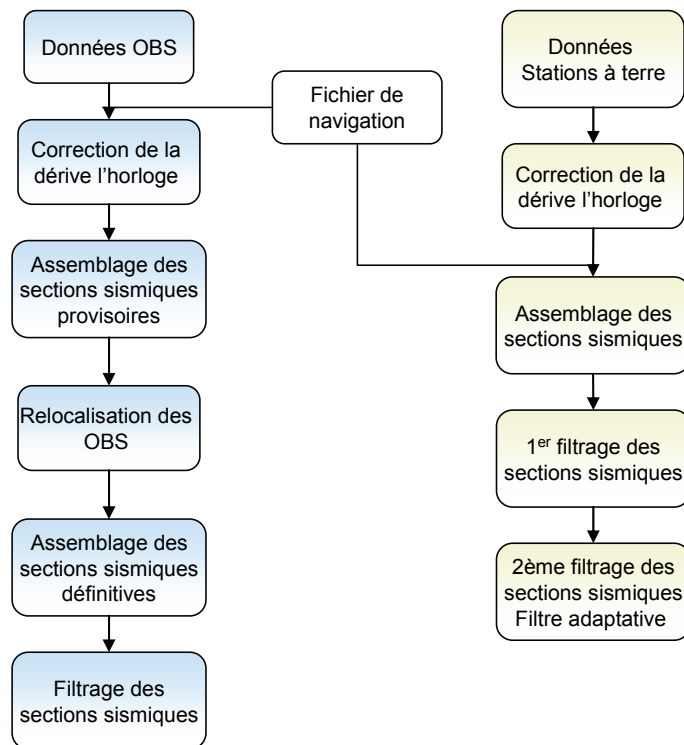


Figure 2.4. Schéma de la séquence de traitement utilisée pour les données de sismique grand-angle, à gauche pour les OBS et à droite pour les stations à terre.

Pour améliorer le rapport signal sur bruit et ainsi pouvoir suivre les phases pour les grands offsets, nous avons appliqué un filtre passe-bande Butterworth entre 5 Hz et 15 Hz ou entre 5 Hz et 10 Hz selon la fréquence dominante du signal (Figs. 2.5 et 2.6). La qualité de nos données nous a permis d'identifier des arrivées jusqu'à des offset de 146 km sur les profils en éventail.

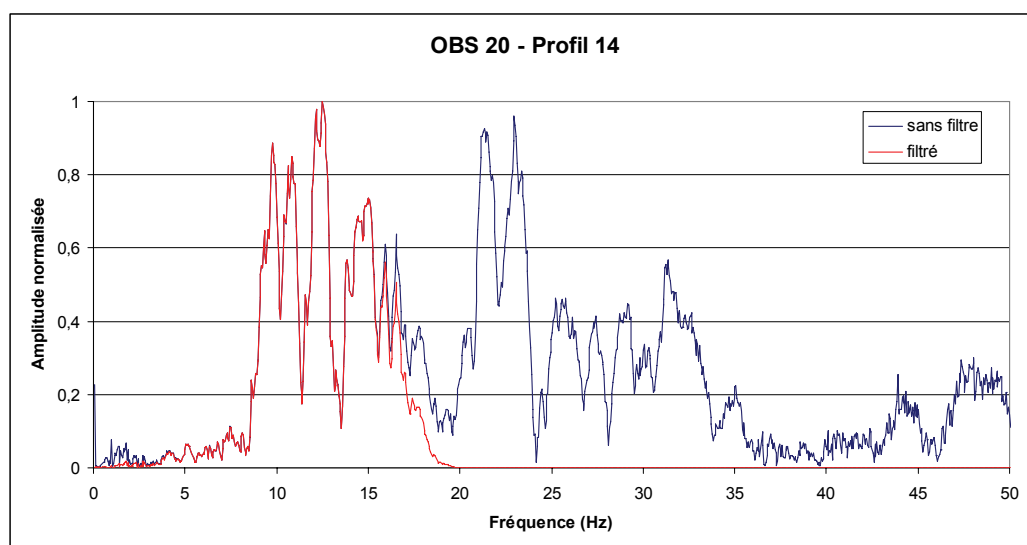


Figure 2.5. Exemple de spectres d'amplitude de données enregistrées durant la campagne Esmeraldas. Les spectres correspondent aux données du profil 14 enregistrées par la composante verticale de l'OBS 20. En bleu le signal brut, et en rouge après application d'un filtre Butterworth entre 5 Hz et 15 Hz.

Figure 2.6. Effet de l'application de filtres au signal pour améliorer le rapport signal sur bruit. a) Section sismique enregistrée sur la composante verticale de l'OBS 26, profil 14. b) la même section sismique après l'application d'un filtre Butterworth 5 – 15 Hz, 3 pôles. c) et d) détail des sections sismiques a) et b). Notez comment la lisibilité des arrivées éloignées est meilleure pour la section sismique filtrée.

2.2.2. Chaîne de traitement des données des stations à terre

Pour extraire des sections sismiques de caractéristiques similaires à celles obtenues pour les OBS, un ensemble de routines qui nous ont été fournies par nos collègues de l'IJA de

Barcelone (*Institut Jaume Almera* – Espagne) a été appliqué aux données. Ces routines permettent, comme pour les OBS, d'appliquer la correction de temps en fonction de la dérive de l'horloge de la station par rapport à une horloge GPS de référence, et de découper les enregistrements continus en traces sismiques selon le fichier de navigation, Fig. 2.4. Comme pour les OBS, les sections sismiques des stations à terre (au total 405 sections), sont représentées en temps réduit avec une vitesse de réduction de 6 km s^{-1} ou 7 km s^{-1} .

Etant donné le faible rapport signal sur bruit des données sismiques des stations terrestres, nous avons appliqué un filtre adaptatif à certaines sections sismiques (Schimmel and Gallart, 2007) basé sur la détermination de la cohérence latérale de la phase comme fonction de la distance, du temps, de la fréquence et de la lenteur. Ce filtre met en valeur la cohérence du signal à large offset et atténue le bruit incohérent. Pour choisir les paramètres du filtre (fréquence, nombre de traces par fenêtre, nombre de cycles, distance, lenteur, et puissance) nous avons effectué une série de tests en faisant varier chaque paramètre. Finalement les sections sismiques ont été filtrées dans une bande de fréquence de 4 Hz à 16 Hz, en renforçant la lenteur entre -0.18 s km^{-1} et 0.24 s km^{-1} . Grâce à l'application de ce filtre, nous avons identifié des arrivées jusqu'à des offsets de 195 km. La Figure 2.7 montre l'effet du filtre sur le spectre du signal. La Figure 2.8 illustre un exemple de l'application de ce filtre sur la section sismique 10 enregistré sur la station ETOL.

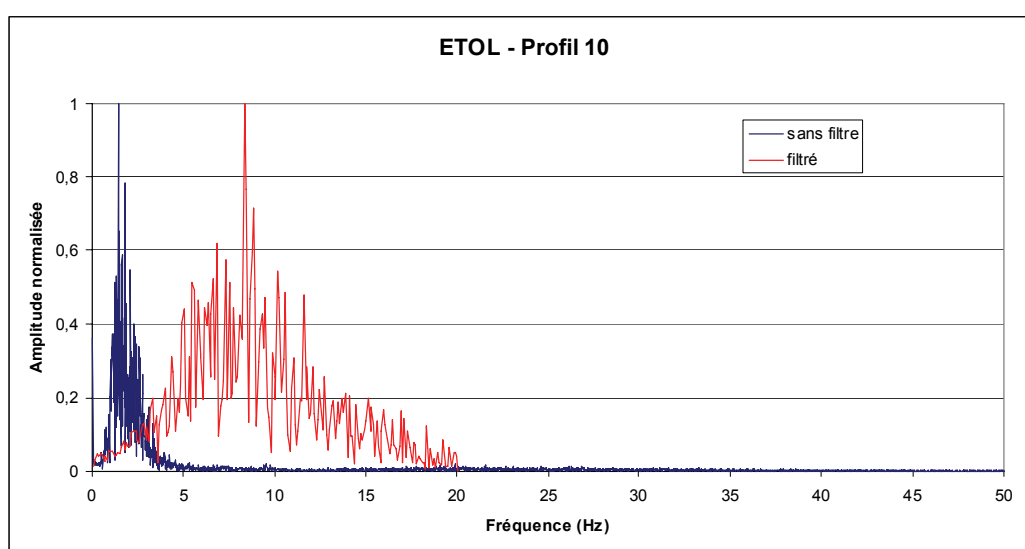


Figure 2.7. Exemple d'un spectre d'amplitude de données du profil 10 enregistrées par la station à terre ETOL, durant la campagne Esmeraldas. En bleu le signal brut, et en rouge sous l'influence du filtre de cohérence entre 4 Hz et 16 Hz.

2.2.3. Base de données

Pour l'inversion des temps de trajet, nous avons pointé les premières arrivées des ondes P, manuellement, trace par trace, sur tous les profils en ligne et également hors ligne (profils en éventail). Nous avons fait attention à la cohérence des temps d'arrivée aux intersections entre les profils en ligne et en éventail.

2.2.3.1. Pointé des temps d'arrivée sur les sections OBS

Un total de 182524 temps d'arrivée a été pointé sur 23 OBS, des problèmes d'enregistrement sur les OBS 1, 3 et 25 nous ont empêchés d'utiliser les données de ces OBS dans l'inversion. La majorité des pointés (80%) ont été fait sur la composante verticale, et les 20% restant sur l'hydrophone en l'absence de donnée de bonne qualité pour la composante verticale. Les

OBS localisés au centre du réseau apportent les pourcentages plus grands de temps d'arrivée pour l'inversion, c'est le cas des OBS 20, 21 et 24, Fig. 2.9, alors que les OBS situés vers les bords du réseau affichent les plus petits pourcentages, par exemple les OBS 02 et 19. Ceci est seulement dû au fait que les OBS périphériques du réseau enregistrent des offsets plus importants. L'annexe 2.2 montre la distribution spatiale des pointés pour chaque OBS.

Figure 2.8. a) Enregistrement de la composante verticale de la station ETOL, profil 10. b) Section sismique après l'application du filtre de cohérence, fréquence de 4 Hz à 16 Hz. Le filtre atténue efficacement le bruit, et fait ressortir le signal sismique. c) et d) détail des sections sismiques a) et b) respectivement.

Les temps d'arrivées des ondes directes qui se propagent avec une vitesse proche de 1.5 km s^{-1} dans l'eau, ne sont pas utilisés pendant l'inversion, néanmoins ils ont été numérisés pour

vérifier la position de l'OBS en profondeur. Ces arrivées apparaissent en première arrivée à proximité de l'OBS, pour des offsets dont la valeur dépend de la profondeur d'eau (plus la profondeur est importante plus l'onde dans l'eau apparaît en première arrivée sur une distance importante).

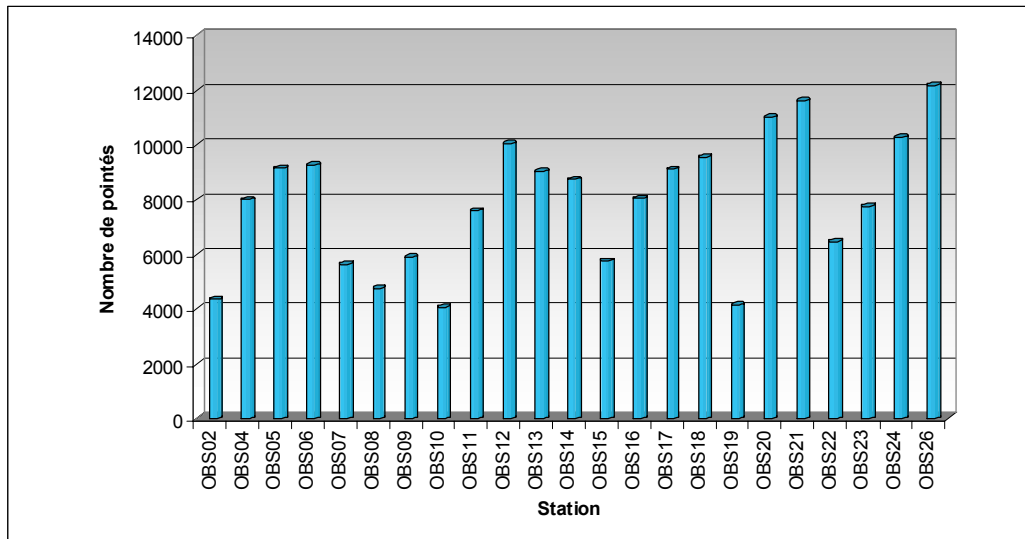


Figure 2.9. Nombre de pointés faits pour chaque OBS, les chiffres les plus grands correspondent aux OBS situés au milieu du réseau, pour cela voir la carte de la Figure 2.3.

Pour les OBS localisés sur la marge, dans les profils en ligne parallèles à la fosse, les arrivées pour des offsets inférieurs à 10 km correspondent aux ondes réfractées dans les sédiments et présentent des vitesses apparentes de 2.5 km s^{-1} à 4.5 km s^{-1} (Fig. 2.10). À offsets plus grands, en général, on trouve les arrivées des ondes réfractées dans le socle de la marge, ces ondes montrent une vitesse apparente égale ou supérieure à 6 km s^{-1} .

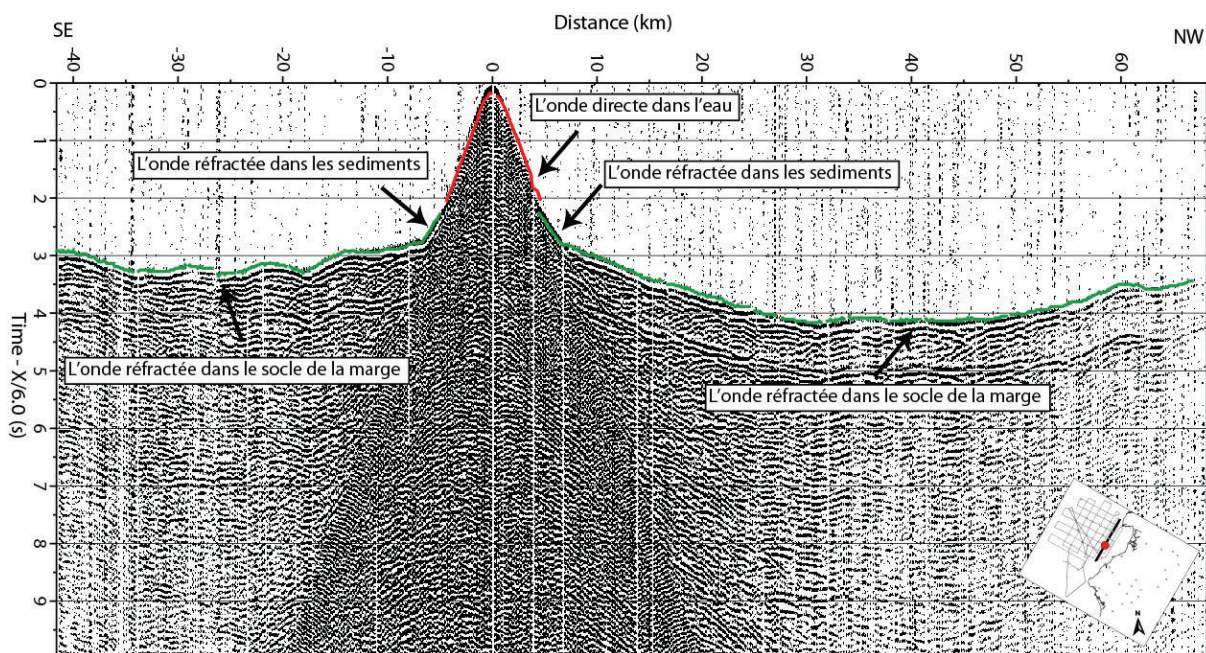


Figure 2.10. Enregistrement de la composante verticale de l'OBS 26 le long du profil 08. Cette section sismique montre des arrivées des ondes réfractées dans les sédiments et dans le socle de la marge, points verts sur la figure. Les points rouges correspondent aux arrivées de l'onde directe que se propage dans la couche de l'eau.

La section est représentée en temps réduit avec $V_r = 6 \text{ km s}^{-1}$ et filtré avec un filtre Butterworth entre 5 Hz et 15 Hz.

Dans les profils en ligne parallèles à la fosse, enregistrés par les OBS situés sur la plaque Nazca, les premières arrivées enregistrées, au-delà de l'onde de l'eau, correspondent aux ondes réfractées dans les différentes couches de la croûte océanique (Fig. 2.11). Ces ondes se propagent avec des vitesses apparentes égales ou supérieures à 6 km s^{-1} . Ici la couche de sédiments est peu épaisse, alors il y a peu de premières arrivées correspondant à des réfractions dans cette couche. Grâce à la bonne qualité des enregistrements, nous avons pointé aussi des temps d'arrivée qui correspondent aux ondes réfractées dans le manteau supérieur (P_n), à offset compris entre 40 km et 110 km.

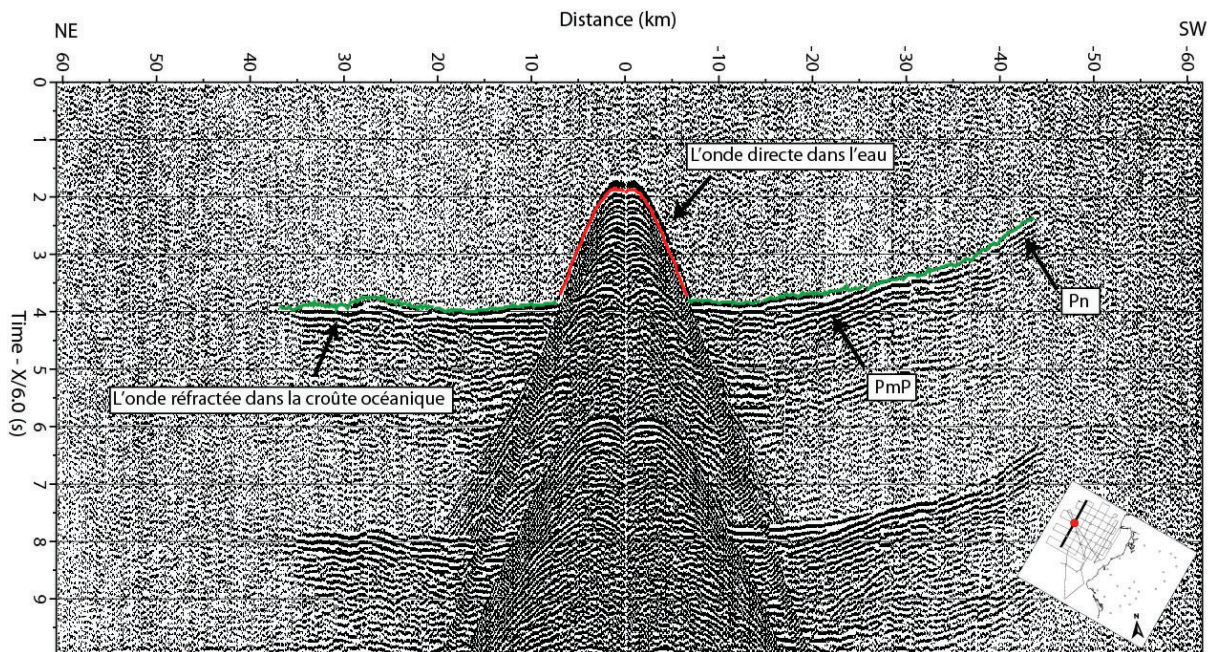


Figure 2.11. Section sismique du profil 28 enregistré par l'hydrophone de l'OBS 09. Les enregistrements correspondent aux ondes qui se propagent dans la croûte océanique avec des vitesses apparentes égales ou supérieures à 6 km s^{-1} . Dans cette section, il est possible d'identifier des ondes réfractées (P_n) et réfléchies (P_{mP}) sur le Moho de la plaque plongeante. Les pointés représentés en rouge correspondent aux arrivées directes de l'onde de l'eau, et les verts aux arrivées utilisées pour l'inversion tomographique. $V_r = 6 \text{ km s}^{-1}$, Filtre = 5 Hz - 15 Hz.

Les profils en ligne qui traversent la fosse montrent d'un côté de l'OBS les arrivées des ondes réfractées dans la marge, et de l'autre côté les ondes réfractées dans la croûte de la plaque Nazca. Une caractéristique remarquable, est la présence d'une zone d'ombre sur certaines sections enregistrées par les OBS de la partie centrale du réseau. La Figure 2.12 montre un exemple de cette zone d'ombre, qui peut être associée à une zone de plus faible vitesse.

Dans les profils en éventail, comme nous le montrons dans la Figure 2.13, l'identification des différents types d'ondes demande une attention spécifique. Pour pouvoir identifier à quel type d'onde correspondent les arrivées, nous nous servons des profils en ligne. Pour cela, il faut trouver le point de croisement entre le profil en ligne et le profil en éventail. À ce point les enregistrements doivent coïncider (même temps de première arrivée), et le type d'onde (réfractée dans les sédiments, la croûte,...) peut être déterminé à partir du profil en ligne.

Bien que cela ne soit pas indispensable pour la tomographie, puisque l'inversion est réalisée sur les temps de premières arrivées quelque soit le type d'onde, cette information sera utile pour l'interprétation des modèles.

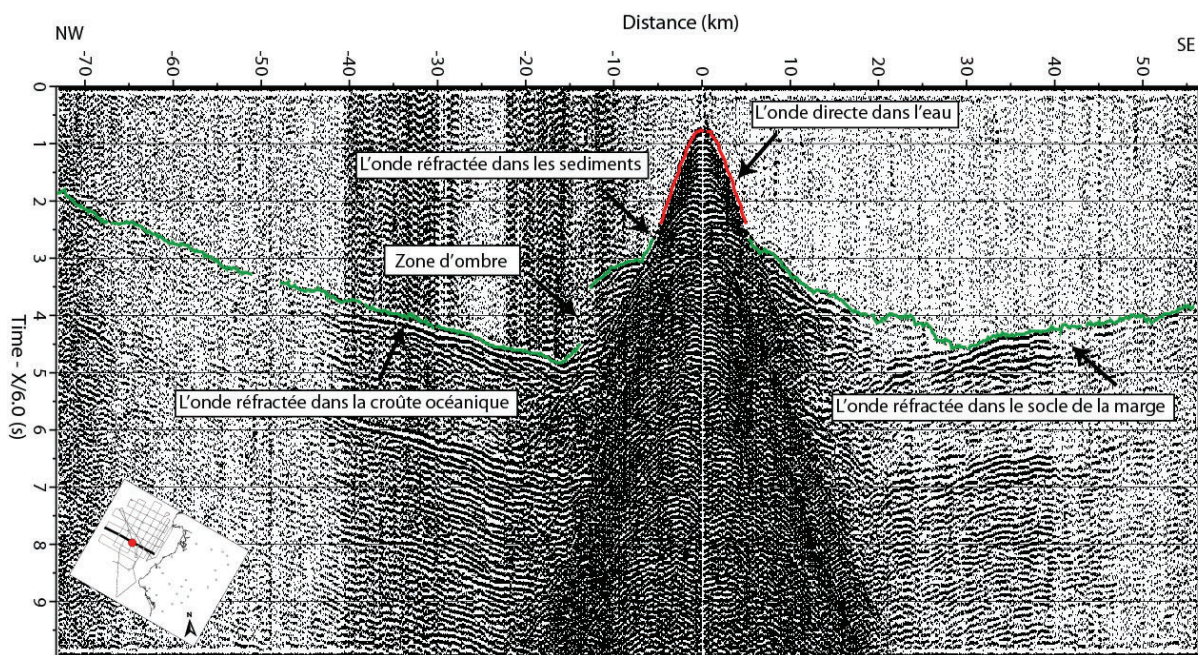


Figure 2.12. Exemple de temps d'arrivée pointés pour l'OBS 14 le long du profil 12. Le long de ce profil la présence des ondes réfractées dans les sédiments est bien marquée de 5 à 7 km. Des ondes réfractées (P_g) dans la croûte océanique sont enregistrées vers le NW de l'OBS, alors que vers le SE les ondes correspondent à des phases réfractées dans la marge. En rouge les arrivées de l'onde dans l'eau, en vert les pointés utilisés dans l'inversion tomographique. $V_r = 6 \text{ km s}^{-1}$, Filtre = 5 Hz - 15 Hz.

Sur quelques profils les arrivées sont mieux observées sur le premier multiple sous l'OBS qui correspond aux premières arrivées, Fig. 2.14. Nous avons donc pointé le multiple puis nous avons mesuré la différence de temps entre les premières arrivées et le multiple, sur une partie de la section où les arrivées de ces ondes sont bien visibles, et nous avons ensuite appliqué la correction aux temps d'arrivée du multiple.

2.2.3.2. Pointé des temps d'arrivée sur les stations à terre

Seulement 14489 temps d'arrivée ont été pointés sur les stations à terre. Nous avons seulement utilisé les données de 15 stations (Fig. 2.15), un certain nombre de stations ayant eu des problèmes d'enregistrement pendant la période de tirs ou présentant un fort niveau de bruit même après l'application d'une série de filtres.

Comme pour les OBS, les pointés ont été faits trace à trace, sur la composante verticale. La plupart des temps d'arrivée sont des pointés faits sur les stations côtières les plus proches de la région de tirs, comme ETOL, ETAC et EGAL, Fig. 2.16, qui sont situées dans la côte. La distribution spatiale des pointés montrent qu'ils correspondent aux profils les plus proches du continent, Annexe 2.2.

Pour la majorité des profils il s'agit d'éventails, dont les premières arrivées correspondent aux ondes réfractées dans les différentes couches de la plaque chevauchante, avec des vitesses apparentes de 6 km s^{-1} , Fig. 2.17. Ces arrivées sont enregistrées avec des offsets entre 35 km et 140 km. Pour certains profils, nous avons pointé aussi les arrivées des ondes P_n de la plaque plongeante, avec des vitesses supérieures à 6 km s^{-1} , à distances entre 150 km et 200

km de la station. La détermination du type des ondes, se fait en corrélation avec les ondes qui arrivent sur les profils en ligne sécants à l'offset qui nous intéresse sur le profil en éventail. Nous avons identifié des ondes réfléchies, PmP, Fig. 2.18. L'interface sur laquelle ces ondes se réfléchissent n'a été pas totalement identifiée, peut être s'agit-il du Moho de la plaque plongeante ou de celui de la plaque chevauchante.

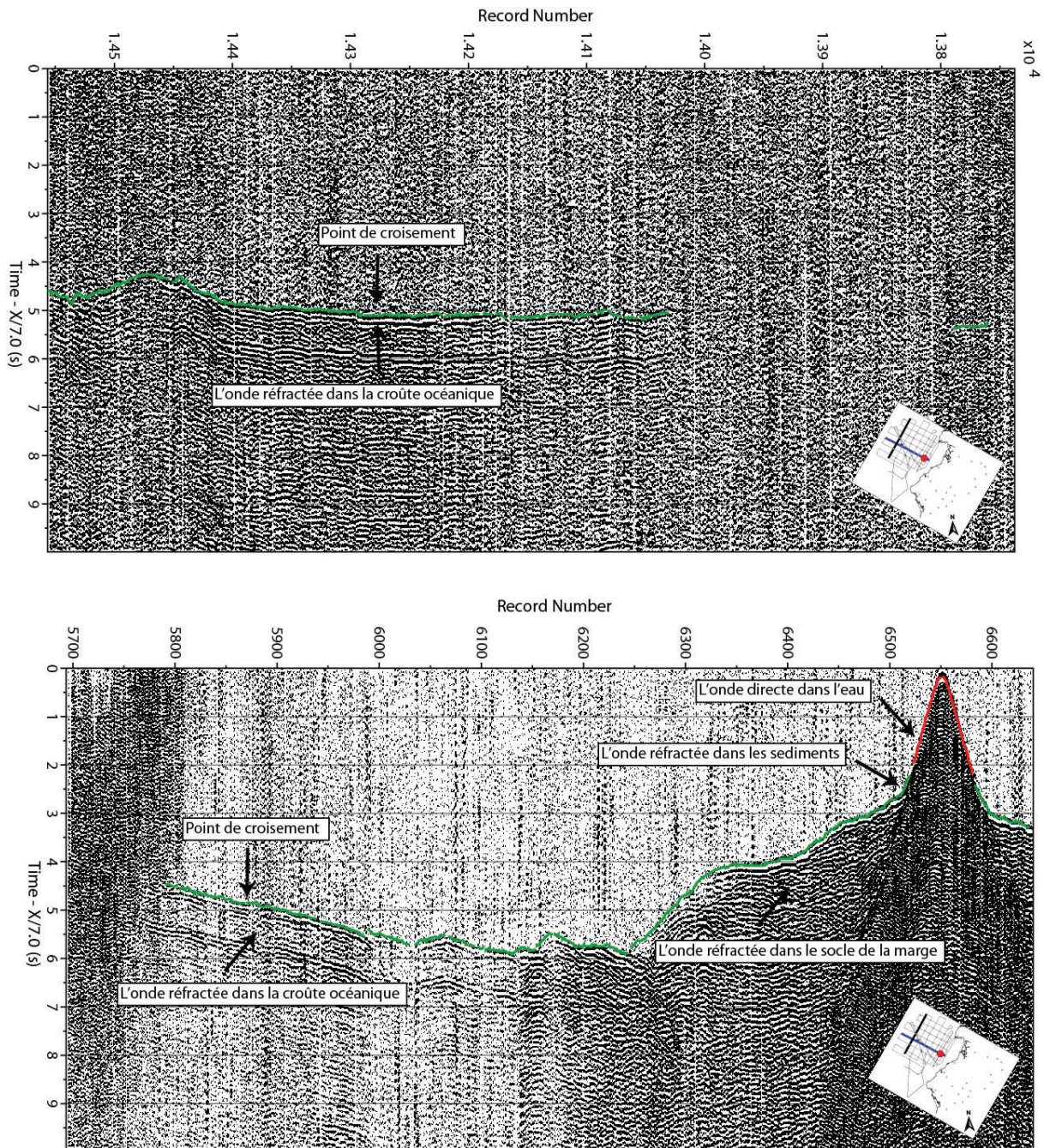


Figure 2.13. Exemple d'un profil en éventail: les données correspondent au profil 28 (ligne épaisse noir dans la carte) enregistré par l'OBS 26 qui voit les tirs en éventail (en haut). L'offset est de 114 km vers le NE et 96 km vers le SW. Notez la bonne qualité de la section sismique malgré la distance entre l'OBS et le profil de tirs. Pour l'identification du type d'ondes enregistrées il faut regarder le point d'intersection avec un profil en ligne (ligne bleu dans la carte, figure en bas) qui correspond à offset de 80 km. Les sections sont représentées en temps réduit à 7 km s^{-1} et filtré avec un filtre Butterworth entre 5 Hz et 15 Hz.

Figure 2.14. Exemple d'un profil sur lequel une partie des pointés ont été faits sur le multiple. La section sismique correspond au profil 16 enregistré par l'hydrophone de l'OBS 15 qui voit les tirs en éventail. L'offset est de 72 km vers le NE et 79 km vers le SW. Notez en (a) que dans une partie de la section les arrivées du multiple sont plus lisibles que les premières arrivées, dans ce cas nous avons pointé le multiple et après une correction de temps a été appliqué, ronds jaune foncé, dans la figure (b); ronds verts pointés directs des premières arrivées. $V_r = 7 \text{ km s}^{-1}$, Filtre = 5 Hz - 15 Hz.

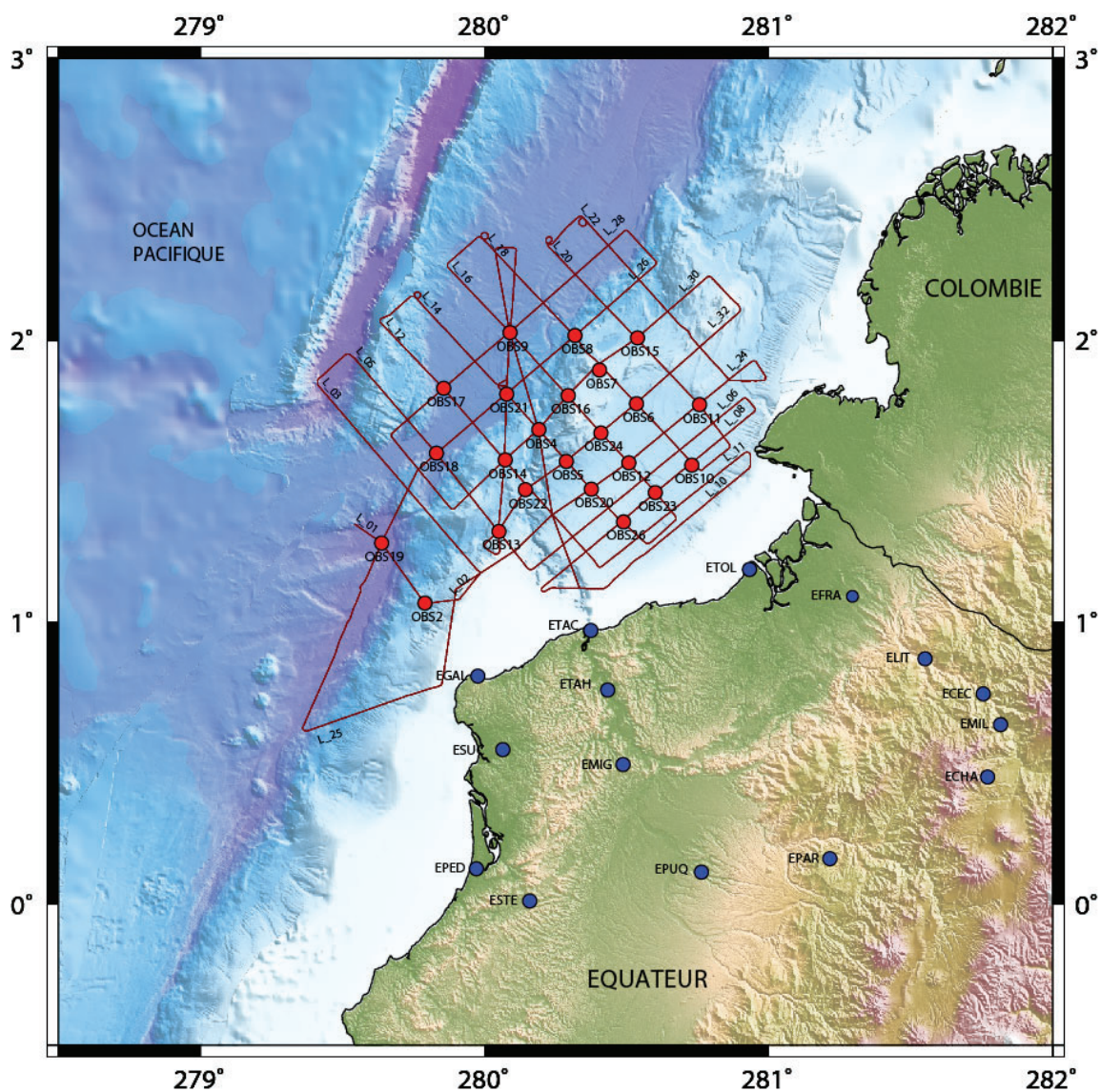


Figure 2.15. Carte des OBS et de stations à terre utilisés pour l'inversion tomographique. Les cercles en bleu représentent les stations sismologiques et en rouge les OBS. Les lignes marron indiquent la position des profils de sismique grand-angle.

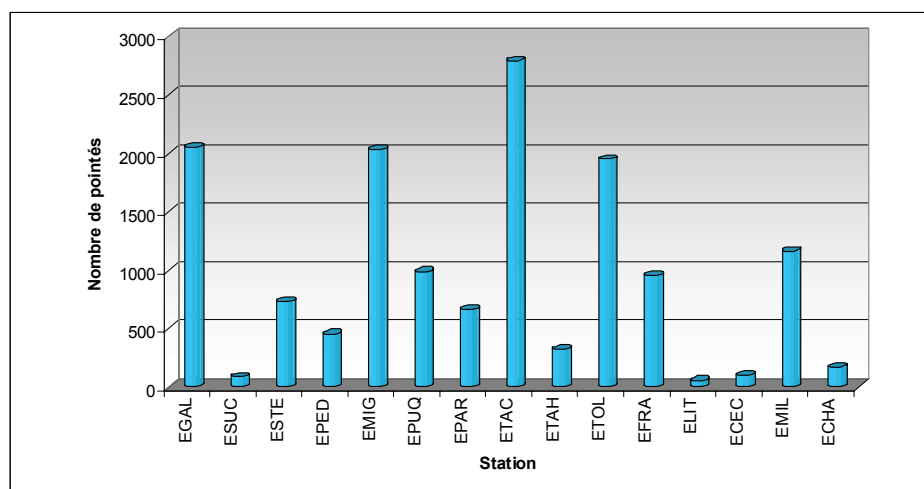


Figure 2.16. Histogramme du nombre de points faits sur les stations à terre utilisés dans l'inversion tomographique. Les stations avec le plus grand nombre de temps d'arrivée sont très proches de la région de tirs, comme ETOL et ETAC. Voir aussi la carte de la Figure 2.15.

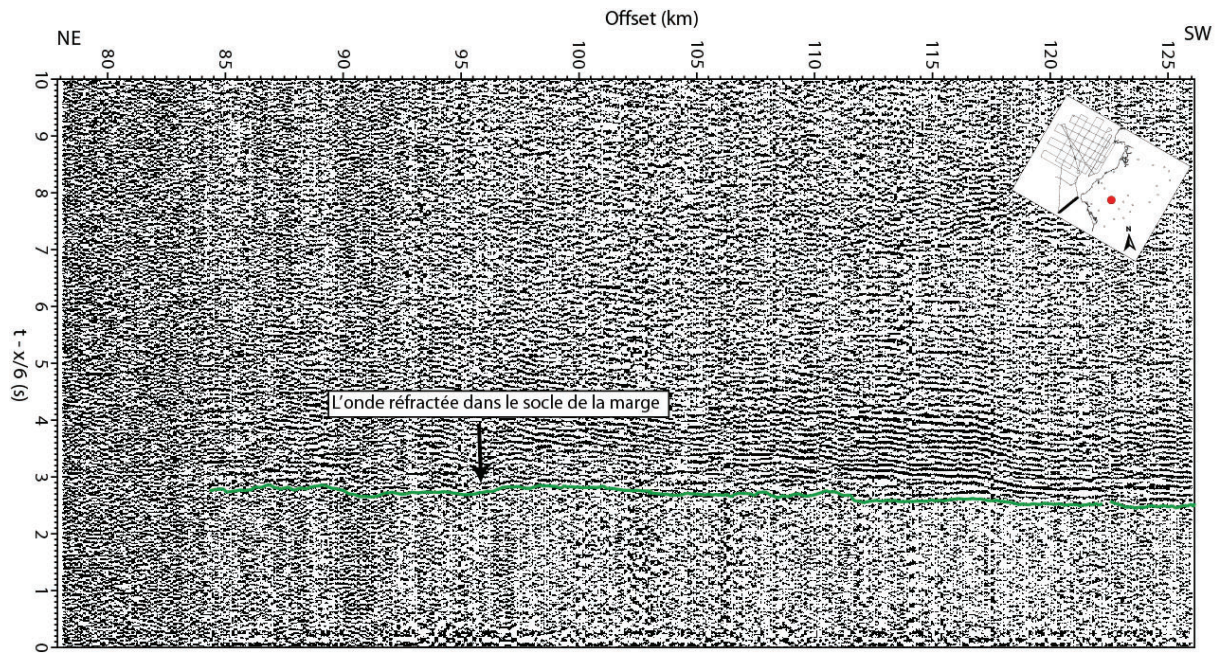


Figure 2.17. Exemple d'une section sismique enregistrée sur une station à terre (Profil 25 - station EMIG – $V_r = 6 \text{ km s}^{-1}$, Filtre = 5 Hz - 10 Hz). Les cercles verts représentent les temps pointés pour l'inversion tomographique des arrivées des ondes réfractées dans le socle de la marge.

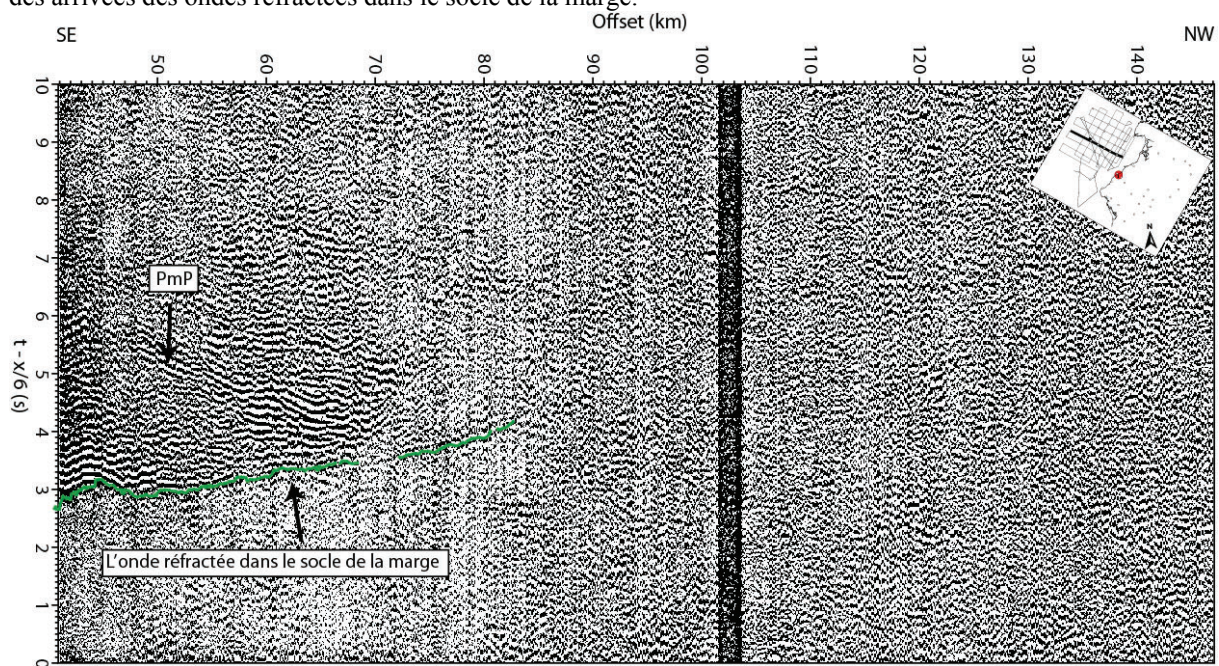


Figure 2.18. Exemple d'un profil en éventail enregistré par une station à terre. Les données correspondent au profil 14 enregistré par ETAC. La section est représentée en temps réduite de 6 km s^{-1} et filtré avec un filtre adaptatif entre 4 Hz et 16 Hz. Les cercles verts représentent les temps pointés pour l'inversion tomographique. Notez la présence d'une phase PmP qui peut être réfléchiée soit dans la plaque plongeante, soit à la base de la marge.

2.2.4. Attribution des incertitudes

Au cours du pointés des données, on a attribué à chaque lecture de temps d'arrivée un poids, en relation avec sa qualité, notamment au rapport signal sur bruit. Ce rapport diminue à mesure que la source s'éloigne du récepteur, car l'amplitude du signal devient plus faible avec la distance à cause de l'atténuation. D'autres causes possibles sont la perturbation du signal

par le passage de bateaux, par des séismes ou même par un effet de site sous la station ou un mauvais couplage du capteur. Nous avons déterminé 5 niveaux de qualité, en fonction du rapport signal sur bruit, de l'impulsivité du signal et de sa continuité latérale. Pour les arrivées les plus claires, impulsives, à petits offsets et avec une bonne continuité latérale, on a assigné un niveau de qualité de 1. À mesure que le rapport signal sur bruit se dégrade le critère de qualité croît jusqu'à 5 pour les arrivées bruitées les moins impulsives, le plus souvent à grands offsets et avec une mauvaise cohérence latérale. La Figure 2.19 illustre comparativement ces différents niveaux de qualité.

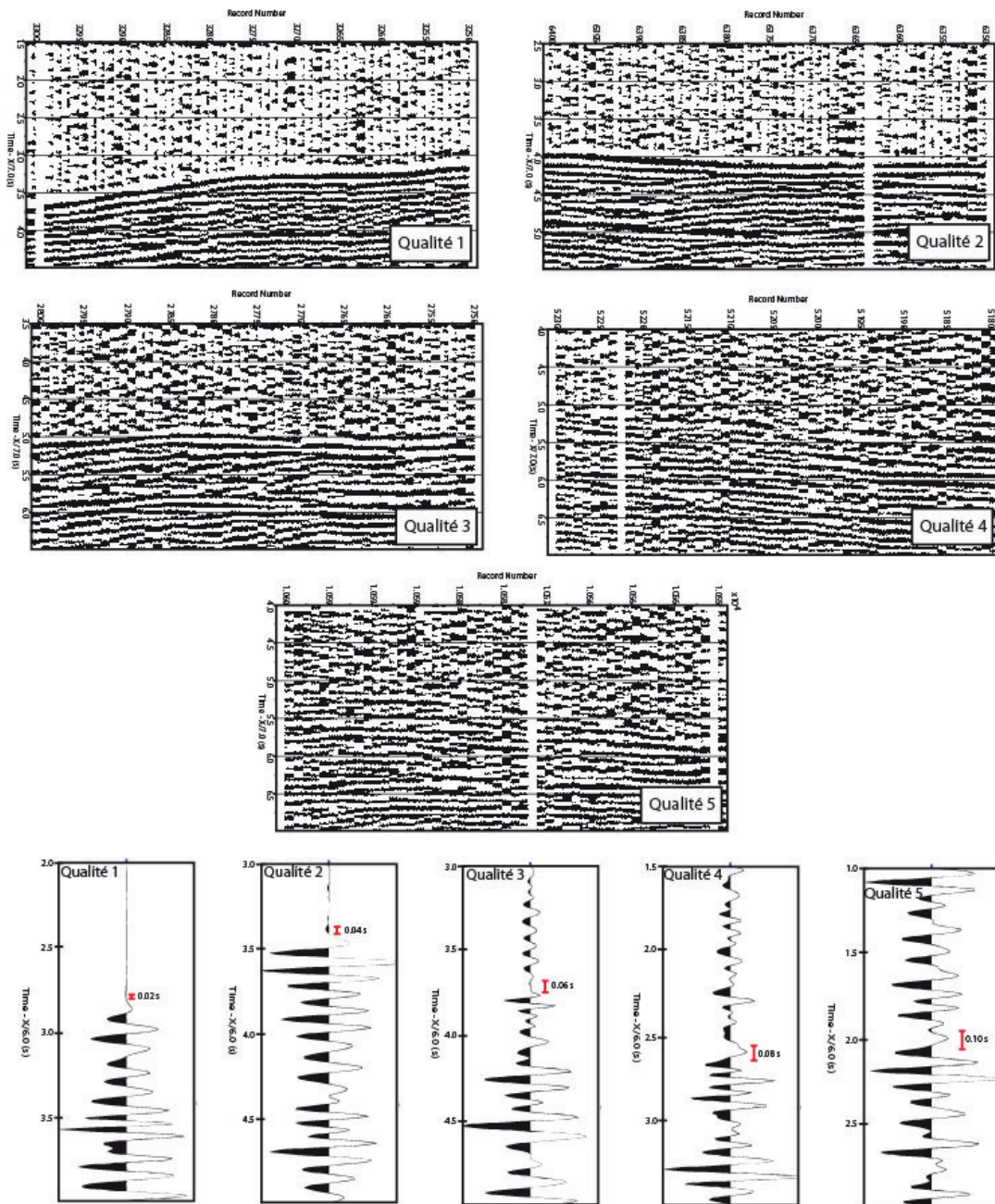


Figure 2.19. Illustration de l'attribution de la qualité des temps d'arrivée. En haut: un exemple des cinq niveaux de qualité des signaux. En bas, détail d'une seule trace, les barres rouges représentent les incertitudes assignées à chaque niveau de qualité. Les sections sont filtrées avec un filtre Butterworth entre 5 Hz et 15 Hz.

Pour l'inversion tomographique, à chaque niveau de qualité, nous avons associé une valeur de l'incertitude. Comme incertitude minimale, attribuée au niveau de qualité 1, nous avons choisi le double du pas d'échantillonnage, c'est-à-dire 0.02 s. L'incertitude maximale, est choisie comme égale à une période du signal, c'est-à-dire 0.10 s, cette dernière est associée avec le niveau de qualité 5. Entre ces deux valeurs on a fait varier graduellement de 0.02 s les autres niveaux de qualité (Fig. 2.19).

La base de données, compte 197013 pointés, dont 4.8% avec une excellente qualité (incertitude égale à 0.02s, Fig. 2.20). Ces arrivées correspondent surtout aux tirs de la partie centrale du réseau enregistrés par des OBS. Les temps avec des incertitudes moyennes, 73.5% de la base de données, correspondent aux tirs à distances plus grandes que 30 km de la station, cela est le cas des arrivées les plus claires enregistrées par les stations à terre, ou pour certains profils enregistrés par des OBS dans lesquels nous avons pointé le multiple. Finalement, 21.7% des données pour l'inversion montrent des incertitudes de 0.10s, la plupart de ces arrivées correspondent aux tirs enregistrés à grandes distances de la station, notamment celles que nous avons pointées sur les stations à terre.

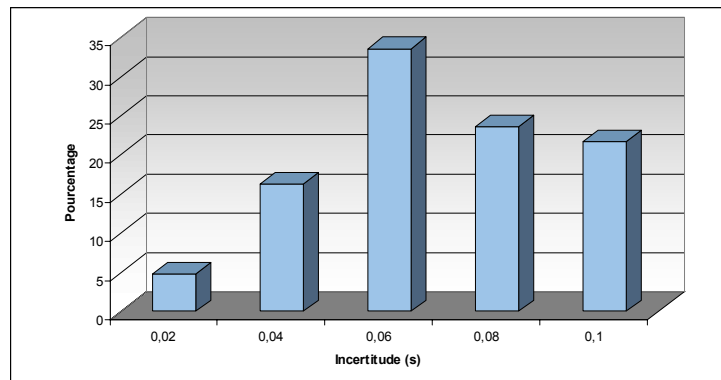


Figure 2.20. Distribution statistique des niveaux d'incertitude des données de la base utilisée pour l'inversion tomographique. Ces incertitudes ont été associées aux niveaux de qualité illustrés dans le Figure 2.19.

Pour la mise en forme des pointés au format d'entrée du code FAST, il est nécessaire de transformer les fichiers au format ascii dans un format binaire. Ces fichiers doivent contenir, la localisation de la station d'enregistrement, et pour chaque pointé, la position en x , y et z préalablement convertie en distance, le temps d'arrivée et son incertitude.

3. TOMOGRAPHIE SISMIQUE 3D DES TEMPS DE PREMIÈRES ARRIVÉES

Les méthodes de tomographie permettent d'obtenir une distribution, dans un milieu, des valeurs d'un ou plusieurs paramètres caractéristiques de ce milieu, afin de retirer une information quantitative du milieu. L'inversion des temps d'arrivées est une méthode fréquemment utilisée pour imager en termes de vitesse les structures du sous-sol à partir de données qui peuvent être de sismique réflexion à incidence normale, de sismique réfraction-réflexion grand angle, de séismes locaux et de télé-séismes. Cette méthode permet d'extraire des temps d'arrivées, des informations sur la vitesse du milieu le long du trajet des ondes sismiques.

3.1. PRINCIPE

La tomographie se base sur la relation (g) qui existe entre un jeu de données (d) et un modèle (m). Cette relation peut être exprimée de la façon suivante

$$d = g(m) \quad (3.1)$$

Dans le cas de la tomographie sismique de premières arrivées, le jeu de données est représenté par les temps de trajet des ondes sismiques P, et le modèle est défini par le modèle de vitesse le long du trajet.

La tomographie comprend deux étapes. La première, la résolution du problème direct, consiste à calculer des temps d'arrivée le long du trajet source-récepteur des ondes se propageant dans un modèle. La différence entre ces temps de trajet calculés et les temps de trajet observés permet de contrôler la capacité du modèle à rendre compte des données observées. La deuxième étape est la résolution du problème inverse qui consiste à inverser la relation 3.1, c'est-à-dire à reconstruire un modèle de vitesse en minimisant la différence des temps d'arrivées.

Dû à la nature non linéaire du problème tomographique, il faut utiliser une approche itérative pour le résoudre. Pour linéariser le problème, nous partons d'un modèle de départ (m_0) qui soit le plus cohérent possible avec la géologie et les structures connues de la zone. Dans ce modèle, on résout le problème direct, c'est-à-dire que l'on calcule les temps d'arrivées (t_i^0) et les temps résidus (δt_i^0). Le problème inverse est alors résolu pour obtenir un modèle de vitesse (m_1). Ensuite nous calculons le problème direct pour obtenir les temps résidus (δt_i^1) pour ce nouveau modèle. Le processus continue en calculant un nouveau modèle de vitesse (m_2), qui va avoir un nouveau jeu de temps résidus (δt_i^2). Le processus finit lorsque, à critère de l'utilisateur, l'inversion converge, c'est-à-dire, qu'après n itérations la diminution du résidu ne soit plus significative. La Figure 3.1 montre un schéma de cette approche itérative.

3.2. LE CODE FAST

Pour obtenir une image 3D de la structure en profondeur à partir des données de la campagne Esmeraldas, nous avons choisi d'utiliser le code FAST (*First Arrival Seismic Tomography*) de Zelt et Barton (1998). Cette méthode tomographique est une inversion régularisée qui cherche à minimiser une fonction coût par une approche itérative, à partir d'un modèle de départ. Les paragraphes suivants décrivent les concepts de base de la méthode utilisée.

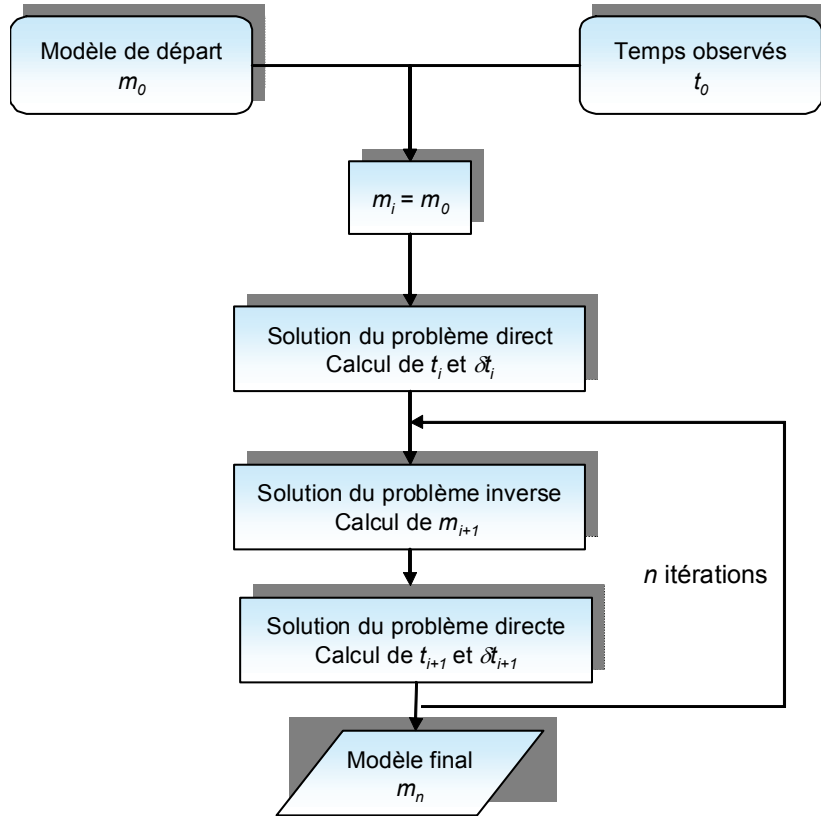


Figure 3.1. Schéma de l'approche itérative utilisée dans l'inversion tomographique.

3.2.1. Le problème direct

Dans le code FAST, les temps d'arrivée sont calculés dans un modèle de vitesse 3D discrétisé en une grille uniforme à maille carrée. Les temps d'arrivées sont obtenus en utilisant une approximation en différences finies de l'équation de l'Eikonal. L'équation Eikonal, qui régit la propagation d'un front d'onde en 3 dimensions, relie le gradient des temps de trajet à la structure de vitesse de la manière suivante:

$$s(x, y, z)^2 = \left(\frac{\partial t}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial z} \right)^2 \quad (3.2)$$

s est la lenteur (inverse de la vitesse), t le temps de trajets; x , y et z sont les axes du système de coordonnées.

L'approximation en différences finies utilisée dans le code FAST est une modification de la méthode proposée par Vidale (1988,1990) pour prendre en compte des contrastes de vitesses

rapides et forts (Hole et Zelt, 1995). Les modifications de Hole et Zelt (1995) consistent à ajouter des opérateurs pour les ondes coniques et la propagation inverse des rais dans le modèle.

À partir du nœud le plus proche de la position du récepteur, cette méthode calcule les temps de trajet à chaque nœud d'un cube en suivant les faces de ce cube, en supposant une trajectoire droite des rais. Pour calculer les temps de trajets, la méthode se base sur trois schémas correspondants à trois situations différentes (Fig. 3.2) selon les temps déjà calculés au nœud les plus proches.

Figure 3.2. Schémas de Vidale (1990) pour la résolution de l'équation de l'Eikonal par différences finies. Les cercles en gris représentent les nœuds pour lesquels les temps de trajet sont inconnus, les cercles noirs montrent les nœuds pour lesquels le temps de trajet est connu. Le cercle noir, de plus grande dimension, montre le nœud pour lequel le temps de trajet va être calculé.

Les schémas (b) et (c) sont utilisés lorsque les temps de trajet pour les 7 nœuds d'un cube ne sont pas connus (Fig. 3.2). Le temps de trajet s'exprime alors de la manière suivante :

$$t_5 = t_2 + \sqrt{h^2 s^2 - 0.25[(t_1 - t_3)^2 + (t_0 - t_4)^2]} \quad \text{cas du schéma (c)} \quad (3.3)$$

$$t_5 = t_1 + \sqrt{h^2 s^2 - 0.5(t_0 - t_3)^2 - (t_2 - t_4)^2} \quad \text{cas du schéma (b)} \quad (3.3)$$

où t_i est le temps de trajet au nœud i , h le pas de la grille, et s la moyenne des lenteurs aux huit coins du cube.

Finalement dans 90% des cas, c'est le schéma (a) qui est utilisé, dont le temps de trajet s'exprime de la manière suivante:

$$t_7 = t_0 + \frac{1}{\sqrt{2}} x \sqrt{6h^2 s^2 - (t_1 - t_2)^2 - (t_2 - t_4)^2 - (t_4 - t_1)^2 - (t_3 - t_5)^2 - (t_5 - t_6)^2 - (t_6 - t_3)^2} \quad (3.4)$$

Le cube initial est alors étendu d'une maille, le calcul est réitéré et ainsi de suite jusqu'à atteindre un bord du modèle.

Une fois les temps de trajet calculés, les trajets de rais ayant le temps minimum sont déterminés en suivant le gradient de temps le plus fort du récepteur à la source, en accord avec le principe de Fermat.

3.2.2. L'inversion régularisée

Le code FAST permet d'obtenir un modèle de vitesse par une inversion régularisée des temps de premières arrivées. La régularisation est une approche qui permet de résoudre un problème inverse (mixte-déterminé) tout en ajoutant des contraintes à priori. Dans le cas du code FAST, la contrainte imposée est que le modèle de vitesse qui explique les données soit le plus simple possible, c'est-à-dire qu'il comporte le minimum de structures (Zelt and Barton, 1998). Cette condition de "minimum de structures" est mesurée en termes de rugosité (i.e. dérivée spatiale de second ordre). À chaque inversion, nous cherchons à minimiser une fonction coût qui contient les normes (norme L2) de mesure de la rugosité mais aussi les temps résidus (différence entre les temps pointés et les temps calculés lors du problème direct). Cette fonction coût est exprimée par la relation suivante:

$$\Phi(m) = \delta t^T C_d^{-1} \delta t + \lambda [m^T C_h^{-1} m + s_z m^T C_v^{-1} m] \quad (3.4)$$

avec T l'opération de transposition, m le vecteur modèle, δt le vecteur des temps résidus, C_d la matrice de covariance, C_h et C_v les matrices de rugosité horizontale et verticale, λ le facteur de contraintes et S_z le facteur qui détermine l'importance relative du lissage vertical par rapport au lissage horizontal. Le code FAST utilise un "*jumping strategy*", c'est-à-dire, que les contraintes de lissage appliquées à la perturbation du modèle sont dépendantes du modèle initial.

La solution du problème inverse est le modèle pour lequel la dérivée en m de la fonction coût est nulle, ce qui conduit au système d'équations suivantes:

$$\begin{bmatrix} C_d^{-1/2} L \\ \lambda C_h \\ s_z \lambda C_v \end{bmatrix} \delta m = \begin{bmatrix} C_d^{-1/2} \delta t \\ -\lambda C_h m_0 \\ s_z \lambda C_v m_0 \end{bmatrix} \quad (3.5)$$

avec L est la matrice aux dérivées partielles du temps sur la vitesse, m_0 le modèle actuel, δm le modèle de perturbations ($m = m_0 + \delta m$). C_d est une matrice diagonale dont les éléments sont σ_{ii}^2 représentant les incertitudes sur les pointés des temps d'arrivée. Ce système linéaire est résolu au sens des moindres carrés LSQR (Paige and Saunders, 1982).

3.3. APPLICATION À LA ZONE DE SUBDUCTION COLOMBIE-ÉQUATEUR

Nous avons une base de données contenant les temps de premières arrivées. L'étape suivante est de créer le modèle de vitesse initial. Dans notre zone d'étude, plusieurs études ont obtenu des modèles de vitesse 2D à partir de la modélisation directe ou de la tomographie (Agudelo, 2005; Gailler et al., 2007). Néanmoins, nous avons préféré créer le modèle initial à partir des données de la campagne Esmeraldas elle-même, pour ne pas conditionner nos résultats aux modèles de vitesse actuels de la zone. Une comparaison entre ces modèles et notre modèle final obtenu par la tomographie 3D de temps de premières arrivées sera faite à la fin de ce chapitre.

3.3.1. Modélisation 1D: création des modèles initiaux

Pour générer les modèles de vitesse initiaux pour la tomographie 3D, nous avons appliqué la méthode de modélisation par essai-erreur à deux groupes de temps d'arrivées, afin d'obtenir une loi de vitesse moyenne pour la croûte du bassin océanique et une autre pour la croûte de la marge.

Nous avons considéré d'une part les temps de trajets pour les OBS situés sur la croûte océanique (OBS 9, 17, 18 et 21) et d'autre part ceux situés sur la marge (OBS 5, 6, 10, 11, 12, 20, 23, 24 et 26) en faisant attention de ne pas prendre les trajets ayant échantillonné les deux structures, c'est-à-dire en ne prenant que les profils parallèles à la fosse. Nous avons ensuite calculé la moyenne de ces temps de trajets, pour obtenir une courbe moyenne des temps de trajets pour la croûte (Fig. 3.3a et 3.3b). Nous avons identifié les différentes phases réfractées en suivant les changements de pendage de la courbe de temps de trajet, puis construit un modèle minimum initial de vitesse, c'est-à-dire contenant autant de couches que de phases réfractées identifiées. Nous avons construit ce modèle couche par couche en commençant par rendre compte des phases s'étant propagées dans les couches superficielles pour ensuite rendre compte de la propagation des ondes dans les couches les plus profondes.

Pour cela, nous avons utilisé le programme RAYINVR de Zelt et Smith (1992) qui permet d'obtenir un modèle 1D ou 2D de vitesse en couches, par tracé de rai et ajustement du modèle par essai/erreur. Le programme RAYINVR résout par la méthode de Runge-Kutta les équations de tracé de rais et applique la loi de Snell-Descartes au passage en transmission et réflexion aux interfaces. Il permet de tracer les rais dans un modèle et d'obtenir les temps d'arrivée correspondant à leur propagation dans ce modèle. Ces temps synthétiques sont ensuite superposés aux temps observés (pointés) pour évaluer si notre modèle peut prédire les temps d'arrivée observés. Nous modifions ensuite le modèle de vitesse, aussi bien la valeur des vitesses dans les couches que la profondeur des interfaces, jusqu'à ce que notre modèle rende compte des temps observés.

À partir des modèles de vitesse 1D obtenus, les modèles de vitesse 3D ont été extrapolés pour être injectés comme modèle de départ dans la tomographie.

3.3.1.1. Le modèle initial 1D type "marge"

Le modèle 1D calculé à partir des temps d'arrivée des rais qui se propagent seulement dans la marge continentale est constitué de cinq couches (Fig.3.3c et 3.3e). Deux couches de sédiments sont présentes dans les premiers kilomètres du modèle. La première est une couche mince de 1 km d'épaisseur, avec des vitesses faibles de l'ordre de 1.7 km s^{-1} associées aux sédiments saturés en eau sur lesquels sont posés les OBS. La deuxième couche est épaisse de 4.5 km, et ses vitesses augmentent rapidement en profondeur de 2.8 km s^{-1} au toit à 5.0 km s^{-1} à la base. Ensuite, la croûte est définie par deux couches de 4.5 km et 8 km d'épaisseur. La première a des vitesses allant de 5.1 km s^{-1} au toit à 6.0 km s^{-1} à la base. La couche suivante montre des vitesses allant de 6.3 km s^{-1} à 7.0 km s^{-1} . Le Moho est à 18 km de profondeur avec des vitesses de propagation dans le manteau de 8.1 km s^{-1} . Pour le modèle de départ 3D, nous avons étendu ce modèle à 30 km de profondeur en considérant des vitesses de 8.2 km s^{-1} à cette profondeur.

3.3.1.2. Le modèle initial 1D type "croûte océanique"

Le modèle initial 1D de type "croûte océanique" est constitué de cinq couches (Fig. 3.3d et 3.3f). La première couche dont l'épaisseur est de 1 km, a une vitesse constante de 1.6 km s^{-1} . Une deuxième couche sédimentaire est nécessaire d'une épaisseur de 0.25 km, ses vitesses

varient de 2.4 km s^{-1} au toit à 2.6 km s^{-1} à la base. Ensuite, deux couches forment la croûte océanique. La première couche a 2.25 km d'épaisseur et des vitesses sismiques qui varient entre 4.5 km s^{-1} au toit et 6.0 km s^{-1} à la base. La deuxième couche a des vitesses sismiques allant de 6.2 km s^{-1} au toit à 7.4 km s^{-1} à la base et une épaisseur de 6 km . Néanmoins l'épaisseur de cette deuxième couche n'a pas été bien contrainte due au manque des rais réfléchis. Pour finir, nous choisissons la vitesse dans le manteau à des vitesses variant entre 7.9 km s^{-1} et 8.1 km s^{-1} . Pour le modèle de départ 3D, vu que nous n'avons pas de contrainte forte sur la profondeur du Moho, nous avons considéré une profondeur de 5 km pour le Moho pour avoir un modèle très différent de celui de type "marge".

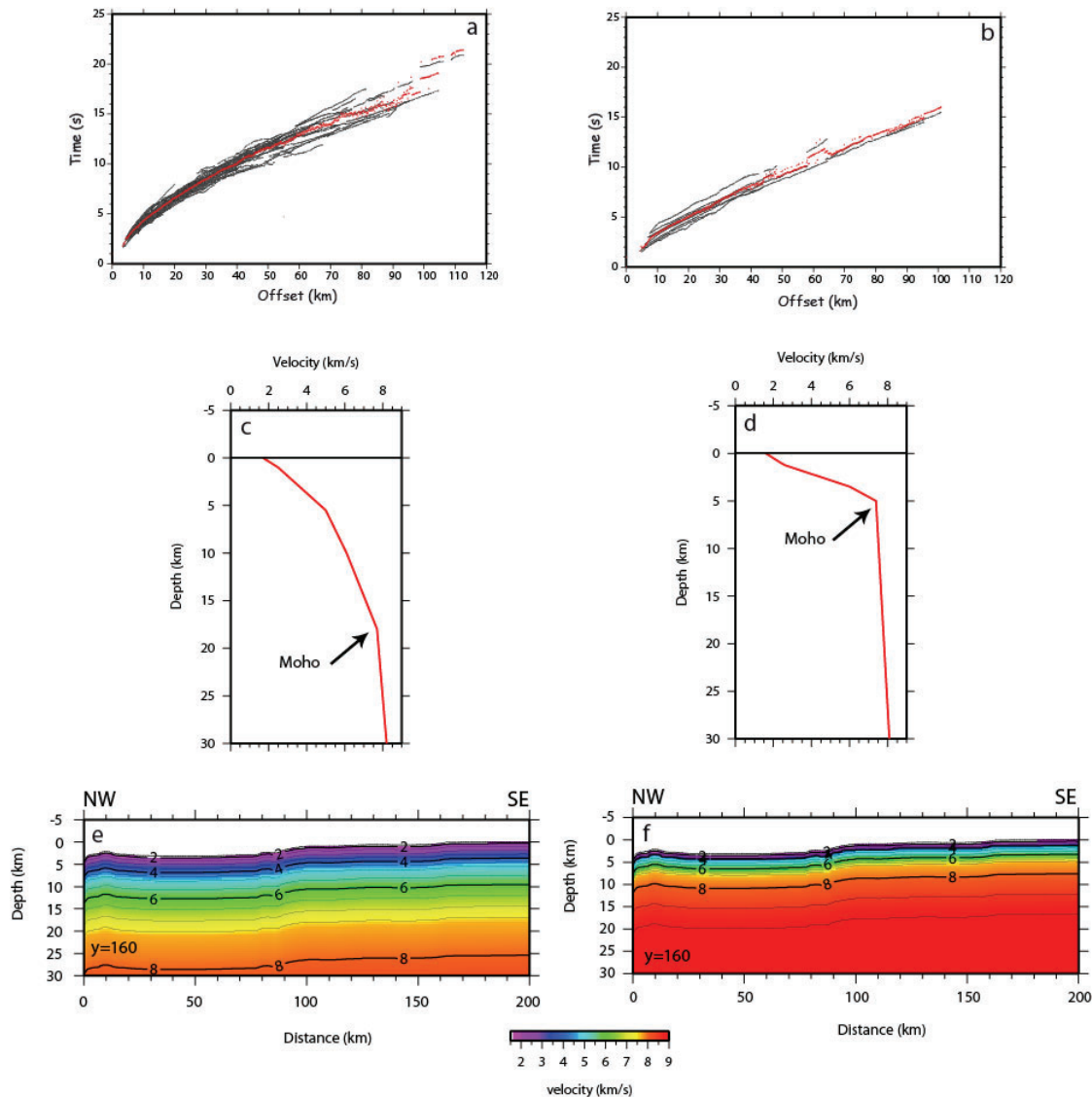


Figure 3.3. Modèles de vitesse de départ obtenus par modélisation directe. a) Temps d'arrivées (points noirs) de rais s'étant propagés dans la marge, b) dans la croûte océanique. En rouge, la moyenne de ces temps de trajet. c) et d) modèles 1D obtenus pour la marge et la croûte océanique, respectivement. Ces modèles ont été extrapolés à la 3D. e) et f) sont des coupes 2D au milieu des modèles 3D respectivement pour de la marge et pour la croûte océanique. Notez la différence significative de la profondeur de Moho entre les deux modèles.

3.3.2. La boîte tomographique

La boîte tomographique définie englobe les positions de toutes les données qui peuvent être utilisées c'est-à-dire qu'elle tient compte de la position des OBS et des stations à terre (Fig. 3.4).

Pour l'inversion, cette boîte doit être définie dans les 3 dimensions en distance. Nous avons donc transformé les coordonnées géographiques en coordonnées locales UTM. Pour faciliter ensuite la visualisation des données et réduire au minimum la taille de la boîte (pour diminuer au maximum le temps de calcul de l'inversion), nous avons choisi une boîte dont les axes sont parallèles aux profils de tirs. Nous avons donc appliqué une rotation de 50° ayant pour origine la coordonnée géographique $1.40^\circ\text{N}/81.40^\circ\text{W}$. Notre boîte tomographique a une longueur de 332 km, une largeur de 254 km et une profondeur de 30 km (Fig. 3.4).

Il faut noter que la zone d'étude fait partie de trois zones UTM différentes, néanmoins toutes les stations et sources sont localisées dans une seule zone, donc nous avons laissé "vide" les parties de la boîte tomographique sans données réelles, c'est-à-dire que nous leur avons assigné une valeur égale à 4500 m d'altitude (zones en gris sur la Fig. 3.4c).

3.3.2.1. Traitement de la bathymétrie pour le modèle initial 3D

Pour notre zone d'étude, nous avons une grille bathymétrique obtenue par Michaud et al. (2006), à partir de la compilation de plusieurs bases de données dont notamment la bathymétrie mono et multifaisceaux. Le pas d'échantillonnage de cette grille est de 150 m.

Pour inclure la bathymétrie comme première interface dans l'inversion tomographique du code FAST, il faut avoir un pas d'échantillonnage en accord avec la taille des cellules de la grille tomographique. Étant donné que le pas d'échantillonnage de notre bathymétrie est plus fin que la taille de la grille d'inversion, il faut filtrer les plus courtes longueurs d'onde et ré-échantillonner la bathymétrie, toujours en conservant les accidents bathymétriques majeurs.

Pour le filtrage, nous avons appliqué un filtre qui recherche les valeurs moyennes dans un rayon de 2.5 km, afin de ne pas dépasser la fréquence de Nyquist. Ensuite nous avons ré-échantillonné la bathymétrie chaque demi kilomètre. À chaque étape, nous avons contrôlé le résultat en comparant le long d'un profil 2D, la bathymétrie obtenue par rapport à la bathymétrie originale (Fig. 3.5).

Finalement, nous convertissons cette bathymétrie en coordonnées locales UTM, comme vu précédemment, pour l'intégrer dans notre boîte tomographique. Cependant, après la rotation, les intervalles en X, Y, entre les points de bathymétrie, ne sont plus constants. Nous avons donc calculé une nouvelle grille régulière avec une maille de 0.5 km en X et en Y. Les figures 3.4 et 3.5 montrent qu'après le traitement, la bathymétrie finale n'a pas d'artefacts, et qu'il y a seulement un effet de filtrage des courtes longueurs d'onde.

À partir de cette première surface qu'est la bathymétrie, nous avons créé ensuite les modèles de départ pour l'inversion. Pour se faire, nous avons pris les modèles 1D de type "marge" et croûte "océanique" calculés précédemment à partir de Zelt and Smith (1992) (voir § 3.3.1.), que nous avons étendu au 3D en suivant la bathymétrie (Fig. 3.3). Pour les deux types de modèle la vitesse de l'eau a été choisie égale à 1.5 km s^{-1} .

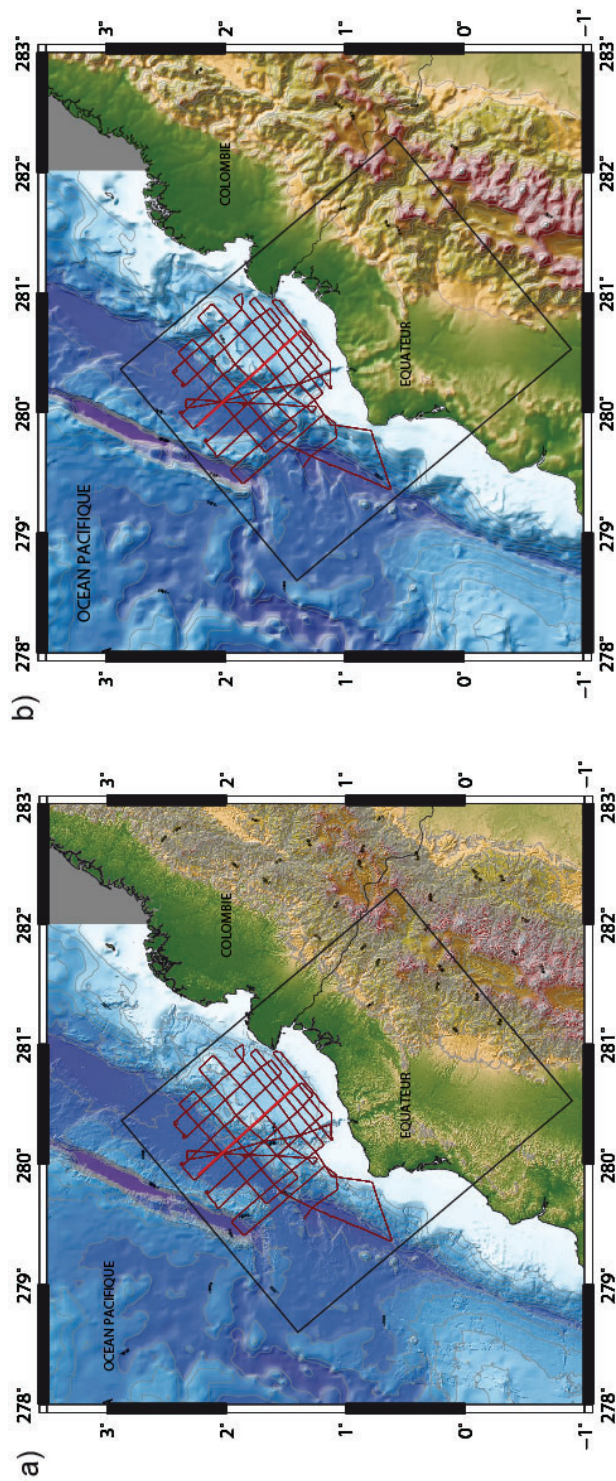
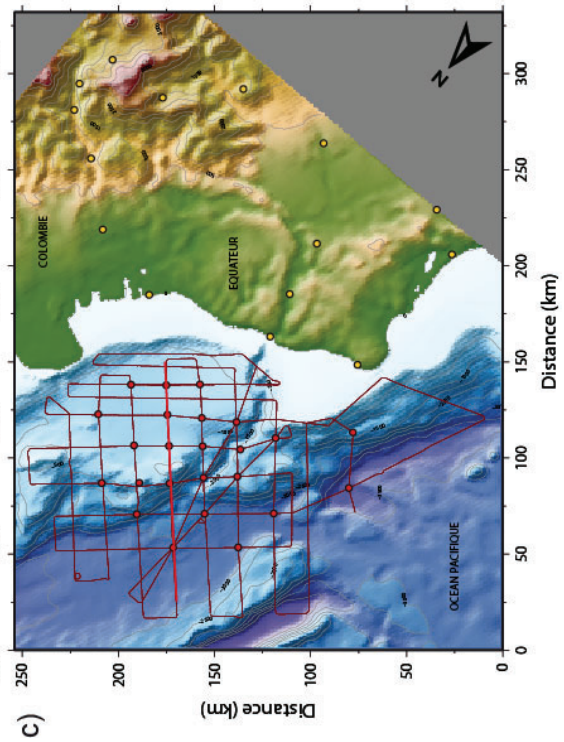


Figure 3.4. Traitement de la bathymétrie et création de la boîte tomographique. a) Bathymétrie de Michaud et al. (2006) avec un pas d'échantillonnage de 150 m. b) Bathymétrie filtrée et ré-échantillonnée à 500 m. La zone considérée dans la tomographie est indiquée par le carré noir. c) Bathymétrie de la boîte tomographique après la conversion de coordonnées géographiques à coordonnées locales UTM et rotation de 50° dans le sens horaire, à partir du point $1.40^\circ\text{N}/81.40^\circ\text{W}$. Notez que les principaux accidents bathymétriques sont conservés et qu'il n'y a pas d'artefacts après le traitement appliqué aux données originales. Les lignes rouges correspondent aux profils de tir, la ligne plus épaisse est le profil 16 montré dans le Figure 3.5. La localisation des OBS et des stations à terre utilisées dans la tomographie sont représentées pour les points rouges et jaunes respectivement. Les zones en gris représentent les régions de la boîte tomographique hors de la zone UTM considérée dans la conversion de coordonnées.



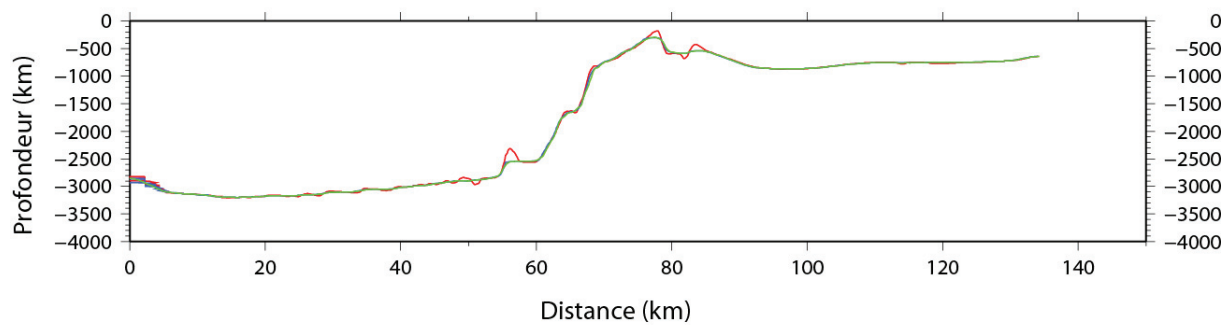


Figure 3.5. Profils bathymétriques pré et post traitement. Coupes le long du profil de tirs 16, localisé au centre du réseau d'OBS et perpendiculaire à la fosse (Figure 3.4). En rouge la bathymétrie de Michaud et al. (2006), en bleu la bathymétrie après le filtrage, et en vert après la transformation aux coordonnées UTM et l'interpolation. Notez que notre traitement se traduit seulement par un lissage de la bathymétrie.

3.3.3. Paramètres d'entrée

Dans le code FAST, selon l'équation (3.5), deux paramètres doivent être définies pour résoudre le système, λ (facteur de contraintes) et S_z (facteur qui détermine l'importance relative du lissage vertical par rapport au lissage horizontal). Pour sélectionner ces paramètres pour nos inversions tomographiques, nous avons effectué plusieurs tests pour chacun d'entre eux. Les résultats ont été évalués en fonction de la rms (*root mean square*) ainsi que de la cohérence géologique entre les structures trouvées par l'inversion et les structures connues. Des facteurs de contraintes λ entre 10% et 50% ont été testés et une valeur de 20% a été sélectionné étant donné que cette valeur ne produit pas d'artefacts, comme par exemple des inversions de vitesse avec la profondeur, ou encore des anomalies de vitesse entre les régions à forte et à faible densité de rais. Pour S_z , nous avons testé des valeurs entre 0.2 et 0.8. Finalement un facteur de 0.5 a été choisi pour notre inversion. Des tests réalisés sur le nombre d'itérations ont montré que vingt itérations sont suffisantes pour que le processus d'inversion converge vers une valeur minimale de la rms.

Pour résoudre le problème direct, nous avons utilisé une grille dont la taille des cellules de calcul est de 0.5 km x 0.5 km x 0.5 km. Le problème inverse est quant à lui résolu dans une grille ayant des cellules de 2 km x 2 km x 0.5 km.

Tout le processus de calcul dans notre boîte 3D prend environ 48 heures sur une machine SUN™ avec un processeur Opteron 880 dual core de 2.4 GHz et une RAM de 32 Go.

Avant d'interpréter les images obtenues dans le modèle final de préférence, nous avons effectué plusieurs inversions avec des paramètres différents pour les deux modèles de vitesse initiaux que nous avons montrés précédemment. Nous avons également fait varier ces modèles de départ pour voir l'impact du modèle de départ sur le modèle final. Dans une première étape, l'inversion utilise seulement les temps d'arrivée enregistrés par les OBS (le modèle final obtenu sera appelé par la suite modèle final OBS), puis les temps d'arrivée enregistrés par les stations à terre ont été ajoutés, station par station, pour quantifier l'évolution de la rms.

3.4. MODÈLE DE VITESSE À PARTIR DES DONNÉES DES OBS (MODÈLE FINAL OBS): VALIDITÉ DU MODÈLE

Après l'application du code FAST aux données de la campagne Esmeraldas, nous avons réussi à avoir les premières images 3D de la zone de subduction à la frontière entre la Colombie et l'Équateur. Le modèle final, obtenu grâce aux temps d'arrivée enregistrés seulement par les OBS et un modèle initial de type "marge" (Fig. 3.6a), a une rms de 234 ms. Par contre, le modèle final obtenu à partir d'un modèle initial de type "croûte océanique" a une rms de 496 ms. Il faut néanmoins signaler que des structures similaires ont été obtenues en utilisant les deux types de modèles initiaux (Fig. 3.6b), ce qui représente un certain degré d'indépendance du modèle final par rapport au modèle initial.

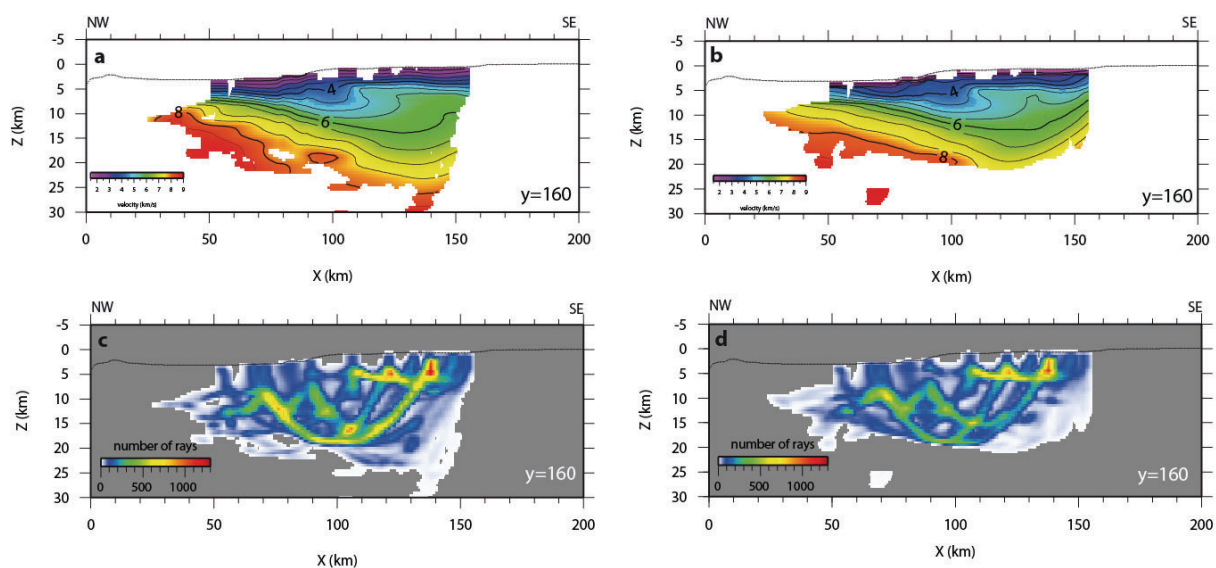


Figure 3.6. Modèles finaux obtenus à partir des modèles initiaux de type "marge" (a) et de type "croûte océanique" (b). Notez, la présence de structures similaires. Les figures (c) and (d) montrent la haute densité de rais pour chaque modèle dans sa région centrale. Les coupes ont été prises dans la partie centrale de la boîte tomographique, à Y = 160 km, presque perpendiculaire à la fosse. Les coupes correspondantes du modèle initial sont montrées dans la Figure 3.3.

Pour comparer les modèles finaux obtenus à partir des deux types de modèles initiaux, nous avons calculé la différence des vitesses à chaque nœud de la grille. Nous pouvons voir sur la Figure 3.7 que les plus grandes différences entre les deux modèles, qui varient entre 3 km s^{-1} et 0.5 km s^{-1} , se localisent aux bords du modèle, logiquement, où la couverture de rais est la plus faible. Au centre du modèle, entre X70 km et X130 km, Y130 km et Y190 km, à profondeur entre 5 km et 20 km, les différences sont faibles de l'ordre de 0.25 km s^{-1} au maximum montrant des structures stables, peu dépendantes du modèle de départ.

Pour essayer de voir comment se distribuent les erreurs qui participent à la valeur obtenue de la rms, une analyse détaillée des temps résiduels a été effectuée pour le modèle final OBS. L'analyse des résidus, pour tous les profils sur chaque OBS, montre que pour certains OBS, les plus forts résidus sont observés aux offsets les plus grands, notamment sur les profils en éventail les plus éloignés du récepteur (Fig. 3.8a), alors que pour d'autres OBS, la plupart localisés à l'intérieur de la région de tirs, les plus forts résidus sont observés aux offsets les plus proches (Fig. 3.8b), ce qui pourrait être une conséquence de la grande quantité de rais qui se croisent dans cette région. Ces résidus oscillent entre -1.9 s et 1.7 s, alors que la plupart des résidus varient entre -0.4 s et 0.5 s.

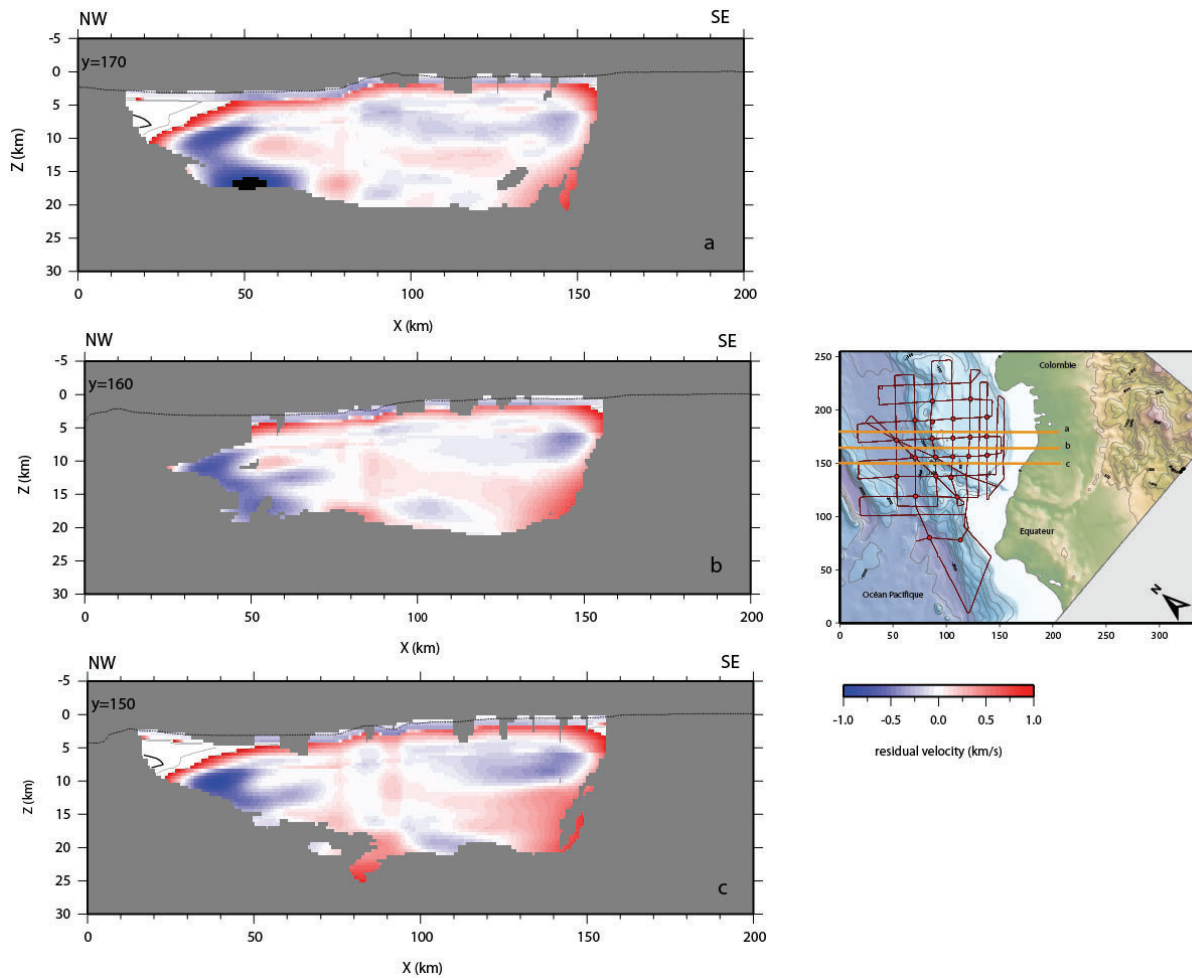


Figure 3.7. Vitesses résiduelles calculées par soustraction du modèle final déterminé à partir d'un modèle initial de type "croûte océanique" par le modèle final obtenu du modèle initial de type "marge". La soustraction a été faite pour chaque nœud du modèle. Il faut souligner que les plus grands résidus se localisent aux bords du modèle, et une différence de 0.25 km s^{-1} maximum est observée au centre du modèle. Les coupes sont séparées de 10 km entre elles, et elles ont été prises vers la partie centrale de la boîte tomographique, où la couverture en rais est la plus forte.

À partir de cette analyse, nous avons identifié des valeurs aberrantes dues à de mauvais pointés et fait des corrections, spécialement sur les profils le long desquels nous avons pointé le multiple, et sur les pointés à grands offsets. Dans certains cas, nous avons décidé de ne pas prendre en compte le profil entier (4 profils en éventail). Sur ces profils, le rapport signal/bruit faible rend le pointé difficile. On observe alors des fortes valeurs de résidus sur ces profils qui affectent la rms finale du modèle. À courts offsets, nous avons vérifié que les forts résidus parfois observés n'étaient pas dus à un mauvais pointé des temps observés. Cependant, la plupart des temps de trajet observés sont bien reproduits par le modèle final OBS, avec des résidus inférieurs à 0.52 s (Fig. 3.9).

Avec les temps d'arrivées corrigés, une nouvelle inversion a été lancée pour obtenir notre meilleur modèle final OBS dont la rms est de 193 ms , avec des temps résiduels qui oscillent entre -0.035 s et 0.15 s .

Figure 3.8. Exemple de distribution des temps résiduels sur deux OBS. a) les résidus observés pour l'OBS 21, où les plus forts résidus sont à grand offset. b) les résidus observés pour l'OBS22, ici les plus forts résidus se trouvent proches de l'OBS.

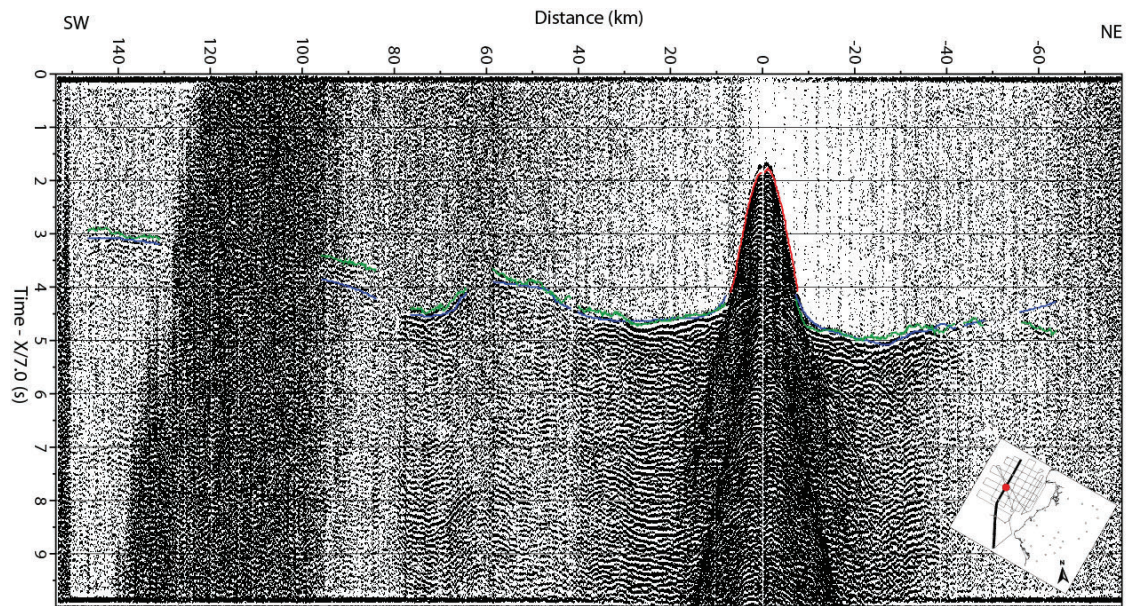


Figure 3.9. Exemple de temps d'arrivée pointés sur l'OBS 08 le long du profil 26. Représentation des temps d'arrivée pointés (ronds verts) et calculés (ronds bleus). Notez qu'à des distances supérieures à 60 km de l'OBS la différence entre ces temps augmente. Les ronds rouges représentent les arrivées de l'onde de l'eau. La section sismique correspond aux enregistrements de la composante verticale, avec $V_r = 7 \text{ km s}^{-1}$, filtrée entre 5 Hz - 15 Hz.

3.4.1. Comparaison avec un autre modèle tomographique

Pour valider le modèle final nous avons également comparé nos résultats avec les résultats obtenus par des études antérieures à celle-ci utilisant d'autres méthodes tomographiques. Nous avons donc extrait de notre modèle 3D une coupe 2D le long du profil SAL 6 (Fig. 3.10) réalisé lors de la campagne SALIERI en 2001. Ce profil de 135 km de long a été analysé par Gailler et al. (2007) par inversion tomographique 2D (Korenaga et al., 2000) des temps de premières arrivées de 22 OBS espacés d'environ 5 km. Nous observons les mêmes structures pour la plaque océanique qui subducte, pour la marge ainsi que pour la zone à faible vitesse se situant environ à 40 km au sud-est de la fosse. Avec 5 fois moins d'OBS que lors de la campagne SALIERI, nous observons les mêmes structures de vitesse, grâce à un plus grand nombre de rais se croisant hors plan.

3.5. MODÈLE DE VITESSE À PARTIR DES DONNÉES DES OBS ET DES STATIONS À TERRE: MODÈLE FINAL DE VITESSE

Une fois obtenu un modèle de vitesse avec les données enregistrées par les OBS, nous avons ajouté les temps de trajet enregistrés par les stations à terre à la base de données des temps d'arrivée.

Étant donné la mauvaise qualité des sections sismiques pour les stations à terre due aux grands offsets et au rapport signal sur bruit parfois défavorable, nous avons décidé d'inclure ces données station par station, afin de tester l'effet des nouvelles données intégrées dans l'inversion.

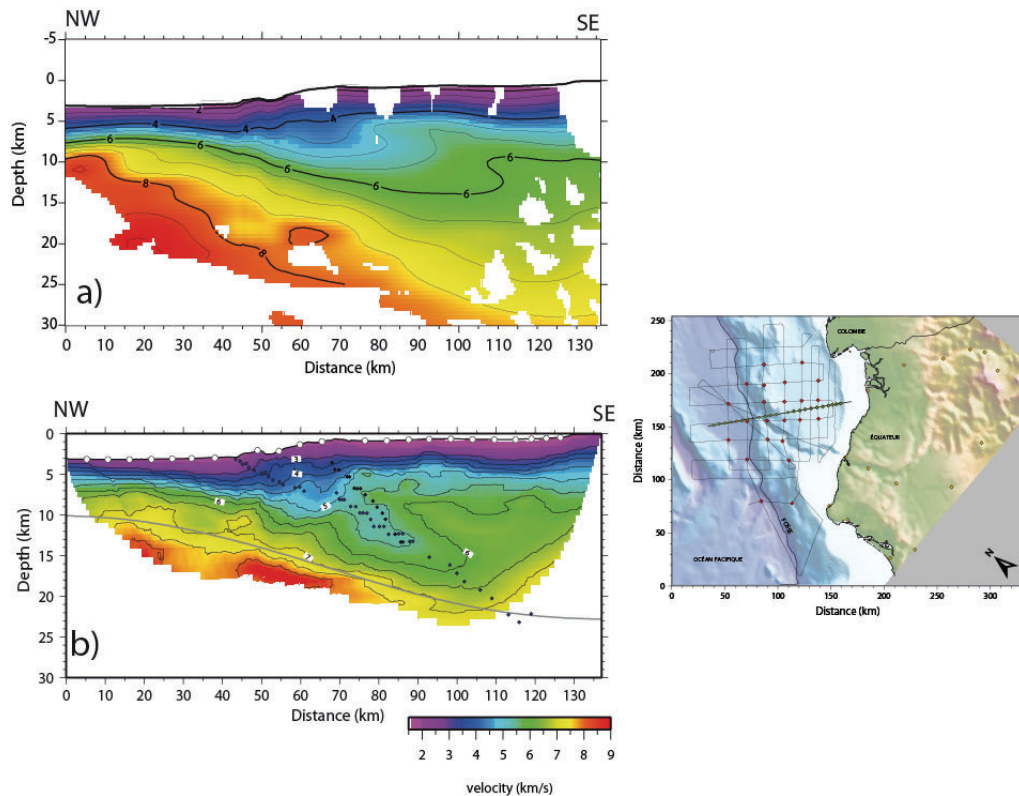


Figure 3.10. Comparaison entre le modèle de vitesse sismique obtenu par a) tomographie 3D des temps d'arrivées en utilisant le code FAST et b) le modèle tomographie 2D obtenu par Gailler, et al., 2007 (la méthode de Korenaga et al., 2000). La ressemblance entre les deux modèles au niveau de la géométrie des structures est remarquable. b) La ligne grise marque le Moho, les cercles blancs représentent les OBS utilisés dans l'inversion, les cercles gris le toit de la croûte océanique, et les noirs le toit du chenal de subduction et la localisation de la faille secondaire (*splay fault*).

Dans un premier temps, nous avons ajouté les stations à terre qui sont proches de la côte, puis les stations les plus éloignées qui en général montrent une tendance à augmenter significativement la rms (Fig. 3.11). Pour l'inversion avec ces nouvelles données, nous avons étendu en profondeur la boîte tomographique jusqu'à 65 km pour permettre le tracé des rais les plus profonds.

Le modèle final avec le jeu de données complet (38 sismomètres terrestres et de fond de mer) a une rms de 532 ms, une augmentation de 275% par rapport à la rms du modèle obtenu avec seulement les données enregistrées par les OBS. Comme le montre la courbe de la Figure 3.11, les stations EPAR, EPUQ et EMIL, ont une grande influence sur la forte valeur de la rms finale. Ces stations ont des résidus allant jusqu'à 9 s pour certains profils. Après une comparaison sur les sections sismiques des temps d'arrivées observés et calculés, nous avons éliminé certains pointés, pour des signaux de très mauvaise qualité, qui introduisaient des erreurs.

Des résidus entre 2 s et 4.4 s ont été détectés pour les stations comme ETAH, EMIG, ESUC et EPED. Sur ces stations, une caractéristique marquante est, pour certains profils, l'existence de résidus forts et constants le long du profil entier, les temps calculés montrant une différence de temps de plus de 2 s par rapport aux temps d'arrivées observés sur la section sismique. Il est possible que, pour ces stations, certains problèmes d'horloge persistent malgré les corrections appliquées aux données. Les temps d'arrivée de ces profils ont été supprimés pour avoir une base de données plus épurée.

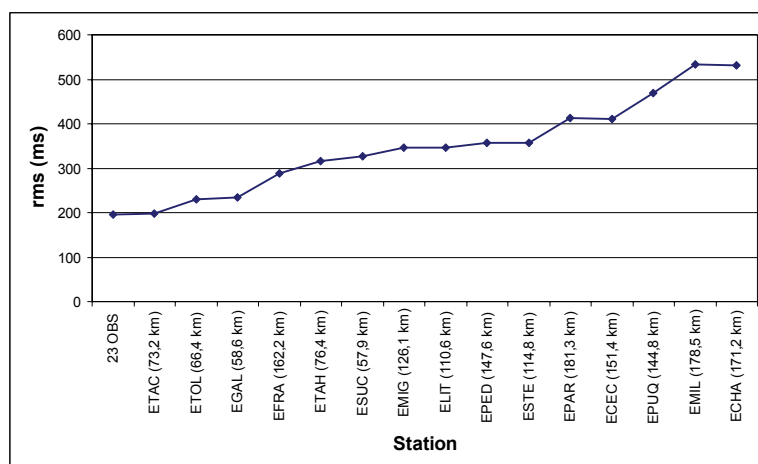


Figure 3.11. Evolution de la rms avec l'ajout station par station des données enregistrées par les stations à terre. Le premier point correspond à la rms du modèle de vitesse obtenue avec seulement les temps de trajets enregistrés par les OBS et le dernier à droite les temps de trajet des 23 OBS et des 15 stations terrestres. On remarque une plus forte augmentation de la rms lorsque la station est plus éloignée de la région de tirs. Entre parenthèses la distance médiane entre la station et les tirs utilisés dans l'inversion, voir la Figure 2.15 pour la localisation des stations.

Au final, les temps de trajet observés sont bien reproduits par le modèle final pour les stations plus proches de la région de tirs, mais pas pour les plus éloignées (Fig. 3.12).

Figure 3.12. Exemple de temps d'arrivée sur la station EMIG le long du profil 25. Correspondance entre temps d'arrivée pointés (ronds verts) et les calculés (ronds bleus). Sur cette station, localisée à grande distance de la région de tirs, on voit une différence significative entre les temps observés et calculés.

Nous avons effacé 1372 pointés de la base de données, qui finalement est au total constituée de 182524 pointés. Avec les données de cette base, nous avons refait les calculs tomographiques et obtenu un nouveau modèle final avec une rms de 217 ms. Nous appellerons par la suite ce modèle: le modèle final.

En comparant les graphiques d'évolution de la rms à chaque itération du calcul du modèle final et du modèle final OBS (Fig. 3.13), nous remarquons une différence de rms de 70 ms pour la première itération. Cette différence est liée au modèle initial utilisé. Notre modèle initial est une extrapolation d'un modèle 1D calculé pour la lithosphère sous la région de tirs. Ce modèle initial est donc proche de la solution pour l'inversion contenant seulement les données des OBS mais pas pour la base de données OBS et stations à terre, d'où la rms plus forte à la première itération pour le modèle final.

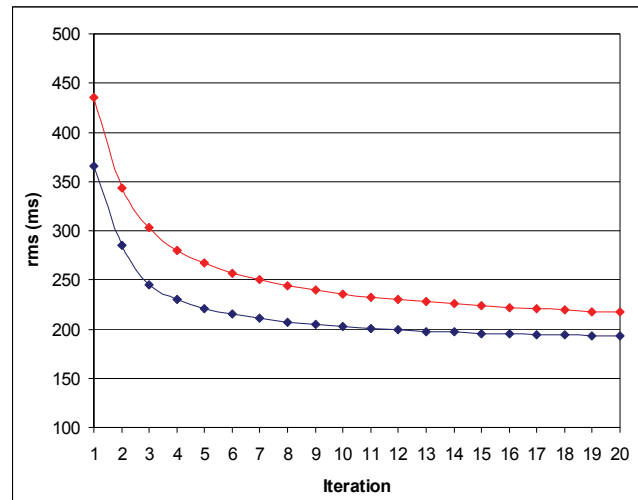


Figure 3.13. Graphique représentant la rms à chaque itération de l'inversion tomographique. La courbe bleue a été obtenue lors de l'inversion des temps de trajet pointés uniquement sur les OBS, et la courbe rouge lors de l'inversion des temps de trajet pointés sur les OBS et les stations à terre.

Nous avons utilisé ce modèle comme modèle initial car c'est un modèle simple sans trop de contraintes. Nous n'avons pas pu créer un modèle 1D à partir des stations à terre car l'offset le plus court est de 15 km et il n'existe pas beaucoup d'informations sur la structure profonde à terre. Les modèles existants pour la plaque chevauchante sont des modèles 1D globaux utilisés pour la localisation des séismes. Ces modèles à couches sont très différents, aussi bien du point de vue des vitesses dans les premiers kilomètres qu'au niveau de la profondeur du Moho, qui varie entre 32 km et 50 km. La Figure 3.14 montre deux de ces modèles de vitesses, le modèle utilisé par l'IGEPN (Instituto Geofísico – Escuela Politécnica Nacional d'Équateur) et un modèle déduit de CRUST 2.0 (Bassin et al., 2000) utilisé actuellement pour la localisation de la sismicité enregistrée pendant la campagne Esmeraldas.

Pour le modèle final, une nouvelle carte de temps résidus a été calculée. Les calculs montrent que 63% des résidus sont plus petit que 0.1 s, et que seulement 5% sont plus grands que 0.5 s. Les résidus les plus grands, de l'ordre de 1 s, représentent 0.08% de la totalité des temps, et ils sont associés principalement aux stations terrestres. En moyenne les résidus sur les stations à terre sont plus grands que ceux des OBS.

Le secteur SW de la région de tirs (profil 25 et les extrêmes SW des profils 24 et 26) montre de résidus significativement plus grands pour la plupart des stations à terre et des OBS (Fig. 3.15). Les pointés de cette zone montrent une grande incertitude, puisque le rapport signal sur bruit est bas dû au grand offset.

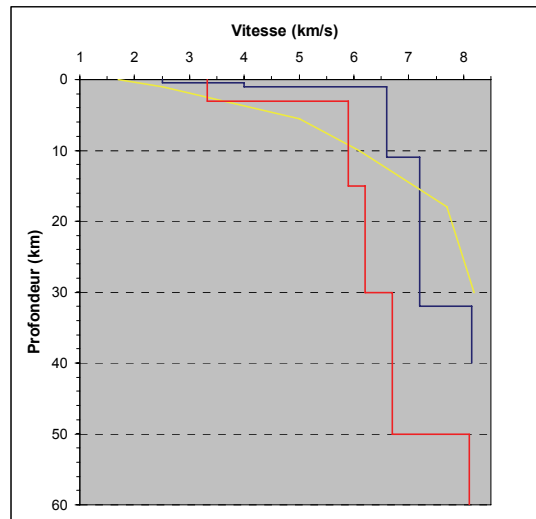


Figure 3.14. Modèles de vitesse globaux à couches utilisés pour la localisation de la sismicité en Équateur. En rouge, le modèle utilisé par l'IGEPN et en bleu, un modèle déduit de CRUST 2.0. En jaune, le modèle initial en gradients utilisé pour notre inversion tomographique.

3.5.1. Densité de rais

Une série de coupes tous les 10 km verticalement et tous les 2.5 km horizontalement, a été effectuée pour regarder la couverture en rais à l'intérieur du modèle (Annexe 3.1).

La plus forte densité de rais se situe dans la partie centrale de la région de tirs jusqu'à une profondeur d'environ 25 km. Cette densité diminue ensuite très rapidement vers les bords du modèle.

Une coupe verticale effectuée à $Y=130$ km montre une zone où la densité de rais est très faible (entre $X=110$ km et $X=140$ km, à une profondeur moyenne de 12 km), Fig. 3.16a. Cette zone correspond à la présence d'une zone à faible vitesse que l'on peut voir sur la coupe de la Figure 3.16b. Une comparaison entre les lois de vitesses initiale et finale (Fig. 3.16c) montre que cette zone à faible vitesse se crée lors de l'inversion. Les coupes montrent une coïncidence entre les régions de forte concentration de rais et les changements verticaux du gradient de vitesse.

Les données des stations terrestres ont ajouté des rais au S et SE des profils les plus proches du continent. Bien que le nombre de pointés soit faible par rapport à celui des OBS, les données de ces stations à terre permettent d'étendre le modèle en moyenne de 10 km dans ces deux directions (Fig. 3.17). Les données des stations à terre ajoutent également des rais en profondeur. Dans la partie centrale du modèle où l'on observe la plus forte densité de rais, l'apport des données des stations terrestres reste très faible.

Le modèle final de vitesse obtenu, montre une bonne couverture en rais entre 60 km et 150 km en direction X, et entre 100 km et 200 km en direction Y de la boîte tomographique et jusqu'à 25 km de profondeur. Les extrémités du modèle final montrent une faible densité de rais (Annexe 3.1) et la pertinence des structures observées dans cette partie du modèle va être discutée par la suite à l'aide des tests de résolution.

Figure 3.15. Distribution spatiale des temps résidus calculés pour les pointés faits sur les OBS 02 et 20, et pour les stations terrestres ETOL et EMIG. Notez la tendance de trouver de résidus grands à offset grand, notamment vers le secteur SW de la région de tirs.

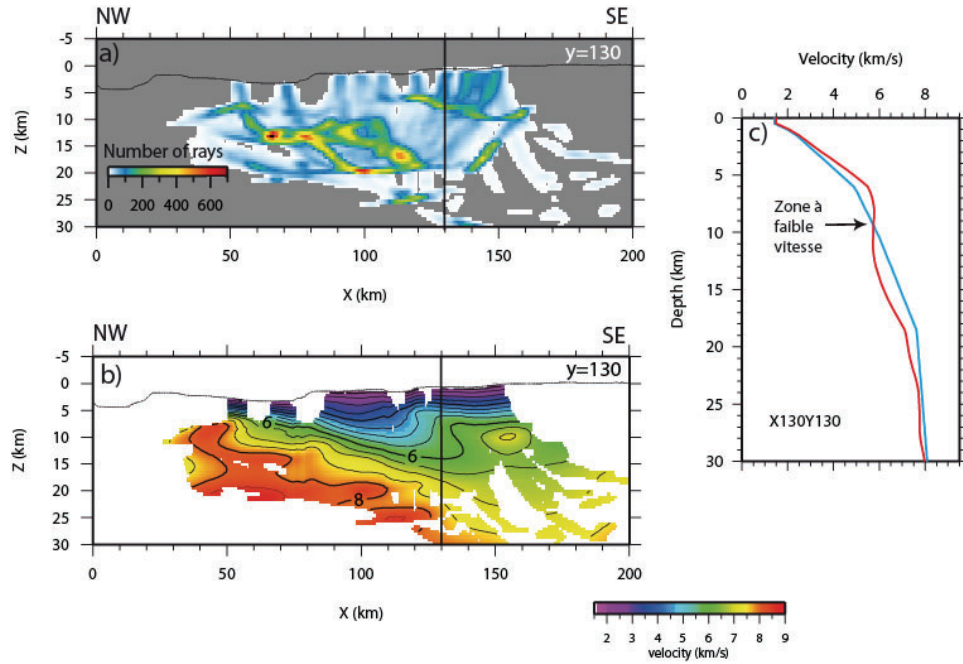


Figure 3.16. Densité de rais dans la partie centrale du modèle final. a) et b) sont des coupes perpendiculaires à la fosse, à $Y = 130$ km. a) représente la densité de rais, la coupe b) montre le modèle de vitesses correspondant à a). c) Loi de vitesse 1D initiale (ligne bleu) et finale (ligne rouge) prise à $X = 130$, $Y = 130$, montre une zone à faible est créée lors de l'inversion.

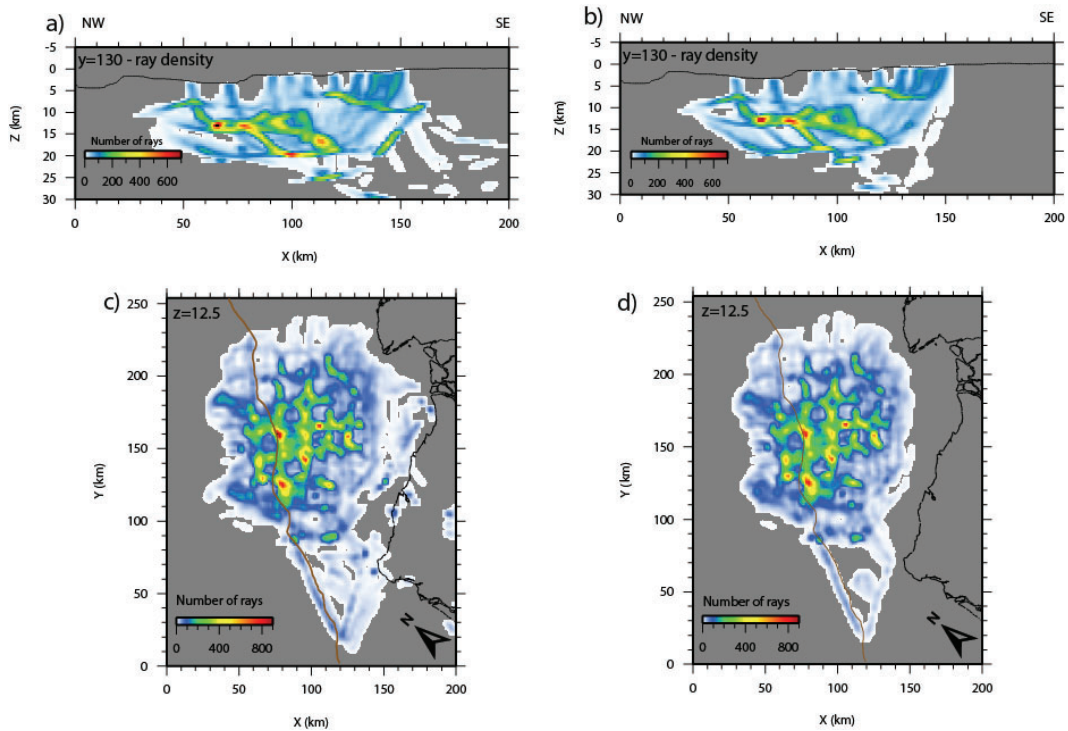


Figure 3.17. Densité de rais pour le modèle final OBS (b et d), et le modèle final (a et c). Les coupes verticales (a) et (b) ont été prises dans la partie sud de la boîte tomographique, à $Y = 130$ km. Les coupes horizontales (c) et (d) ont été prisés à 12.5 km de profondeur. La fosse est représentée en marron.

3.6. RÉOLUTION DU MODÈLE

Avant d'interpréter les résultats de la tomographie des temps de premières arrivées, il est nécessaire d'évaluer la résolution spatiale du modèle de vitesse, autrement dit d'estimer la taille de la plus petite anomalie de vitesse que l'on pourra interpréter dans le modèle final. Pour cela des tests dit "en échiquier" (ou *checkerboard tests*) ont été réalisés sur le modèle final afin d'évaluer la résolution latérale et verticale du modèle (e.g., Zelt, 1998).

3.6.1 Principe du "checkerboard test"

Ces tests consistent en l'inversion d'un jeu de temps d'arrivée synthétique, pour tous les couples source-récepteur, calculé à partir d'un modèle légèrement perturbé par rapport au modèle final. Normalement la perturbation est définie comme un damier d'anomalies positives et négatives de quelques pourcents superposé au modèle final. Un bruit gaussien est ajouté aux données synthétiques en utilisant une déviation standard égale à l'incertitude de chaque pointé. Ce jeu de données est inversé en appliquant la méthode avec laquelle le modèle final a été obtenu, et en utilisant comme modèle initial le modèle final obtenu avec le jeu de données réelles. La capacité de l'inversion à résoudre les anomalies d'une taille donnée est estimée en comparant le patron des anomalies obtenu après inversion avec celui de des perturbations introduites.

Différents types de *checkerboard tests* ont été appliqué au modèle final, en conservant tous les paramètres utilisés dans l'inversion originale, sauf un nombre d'itérations réduit de 20 à 5 seulement. Plusieurs tailles d'anomalies ont été testées, avec un patron sinusoïdal. La taille de l'anomalie se rapporte à la moitié de la période de l'onde sinus, c'est-à-dire, un lobe positif et l'autre négatif. La valeur de chaque sinus est $\pm 8\%$ de la vitesse du modèle final original. Aux temps d'arrivée calculés pour les modèles perturbés, nous ajoutons un bruit gaussien avec une déviation standard égal à la moyenne des incertitudes des pointés originaux (0.06 s).

3.6.2. Évaluation de la résolution latérale du modèle

Pour déterminer la résolution latérale de notre modèle final de vitesse, les tests ont été effectués avec des anomalies qui s'étendent sous la bathymétrie jusqu'à la base du modèle.

Les résultats du test pour les anomalies de 30 km de côté montrent une bonne récupération de la géométrie de l'anomalie, comme de l'amplitude et de sa polarité, notamment dans la partie centrale du modèle et jusqu'à 15 km de profondeur (Fig. 3.18). Sur les bords du modèle, et en profondeur entre 15 km et 20 km, où la densité des rais est plus faible la géométrie des anomalies n'est pas parfaitement récupérée lors de l'inversion mais on retrouve les principales anomalies positives et négatives.

L'amplitude des perturbations est assez précisément évaluée seulement dans la partie la plus centrale du modèle (Fig. 3.19), mais cette évaluation se dégrade assez rapidement latéralement où l'amplitude calculée a une amplitude plus faible que la perturbation appliquée initialement.

Au delà de 20 km de profondeur, les rais associés aux stations à terre autorisent une récupération partielle des anomalies vers le Sud et l'Est de la boîte tomographique. Même si la faible densité de rais ne permet pas une récupération précise de la géométrie ni de l'amplitude des anomalies (Fig. 3.18).

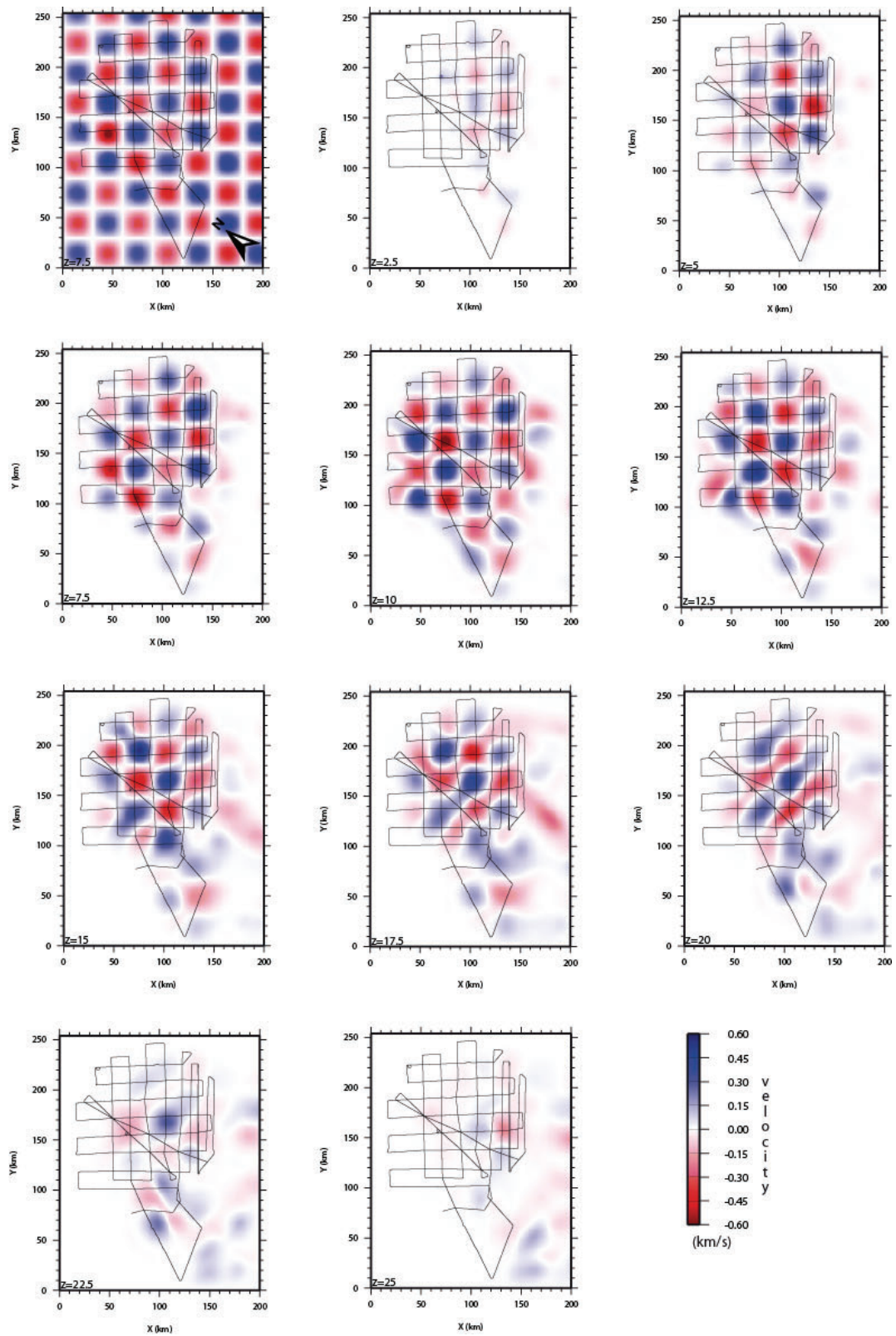


Figure 3.18. Résultats des tests avec des anomalies de dimensions horizontales 30 km x 30 km. Le patron d'anomalie introduit est représenté dans le cadre en haut à gauche. Les autres cadres représentent les anomalies obtenues après inversion à différentes profondeurs. Nous observons une bonne récupération du patron d'anomalie dans la partie centrale du modèle. L'échelle de couleur représente l'écart au modèle final de vitesse, en haut à gauche les anomalies telles qu'elles sont ajoutées au modèle final, ensuite les anomalies récupérées, à l'issue de l'inversion à différentes profondeurs.

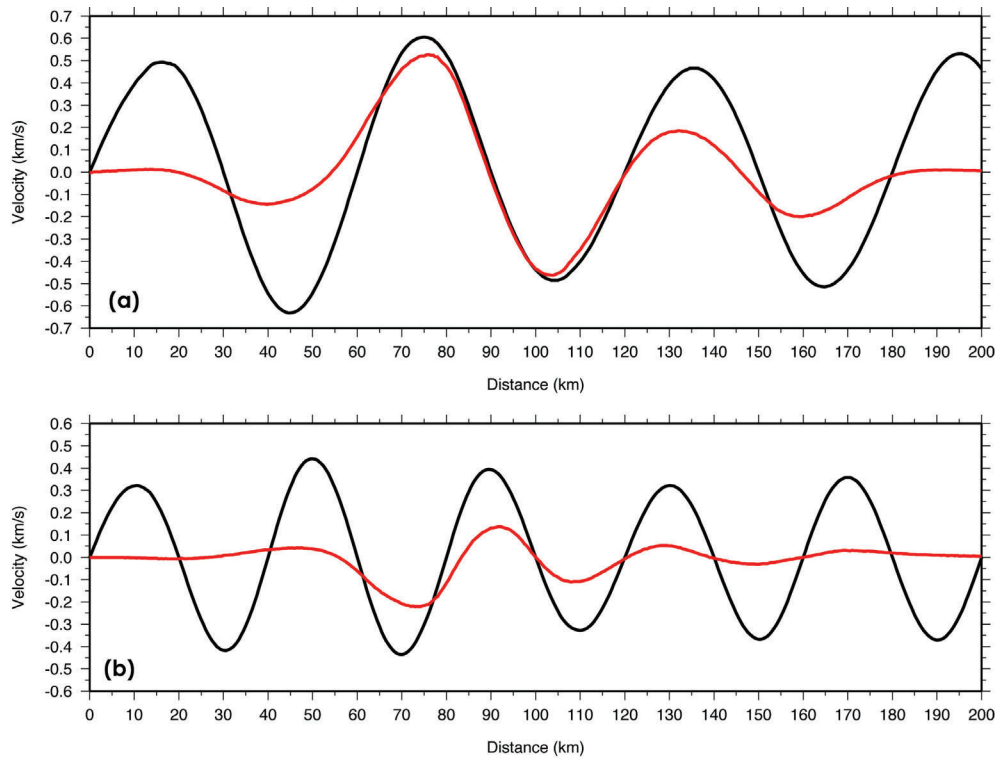


Figure 3.19. Comparaison des amplitudes des perturbations ajoutées au modèle final (courbe noire) et recalculée par inversion des données (courbe rouge) pour $Z=2,5$ km et $X=160$ km. Pour des perturbations de 30 km de dimensions horizontales (a) les amplitudes sont parfaitement retrouvées dans la partie centrale du modèle ($60 < X < 120$) mais (b) pour des perturbations de 20 km nous avons une assez mauvaise évaluation de l'amplitude des perturbations.

Le test de résolution latérale avec de perturbations de 20 km x 20 km, montre que l'inversion des données permet la récupération du patron d'anomalies de cette taille jusqu'à une profondeur de 15 km, au delà de cette profondeur les anomalies sont déformées de manière importantes et les amplitudes plus faible que celle des perturbations introduites pour ce test (Fig. 3.20).

Pour des perturbations dont la taille est de 10 km le dispositif utilisé ne permet la récupération ni de la géométrie, ni de l'amplitude des anomalies. La résolution latérale est donc, dans les zones les mieux échantillonnées par des rais, de l'ordre de 20 km (Fig. 3.21).

Finalement, la résolution latérale de notre modèle final est d'environ 20 km, ce qui signifie que les anomalies de vitesses dont les dimensions latérales sont supérieures ou égales à 20 km sont bien résolues par la géométrie source-récepteur utilisée.

3.6.3. Évaluation de l'apport des stations terrestres dans la résolution

La comparaison entre les modèles de vitesse obtenus par l'inversion des données OBS seules (Fig. 3.22a et b) et par inversion de l'ensemble des données terrestres et marines (Fig. 3.22c et d) permet de quantifier l'impact des données des stations terrestres sur la résolution du modèle. L'inclusion des données provenant des stations à terre permet de résoudre la géométrie des anomalies localisées dans la partie est de la boîte, entre le réseau et la côte et dans une moindre mesure vers le sud du réseau. Néanmoins, la faible densité de rai ne permet pas de retrouver l'amplitude des anomalies (Fig. 3.19).

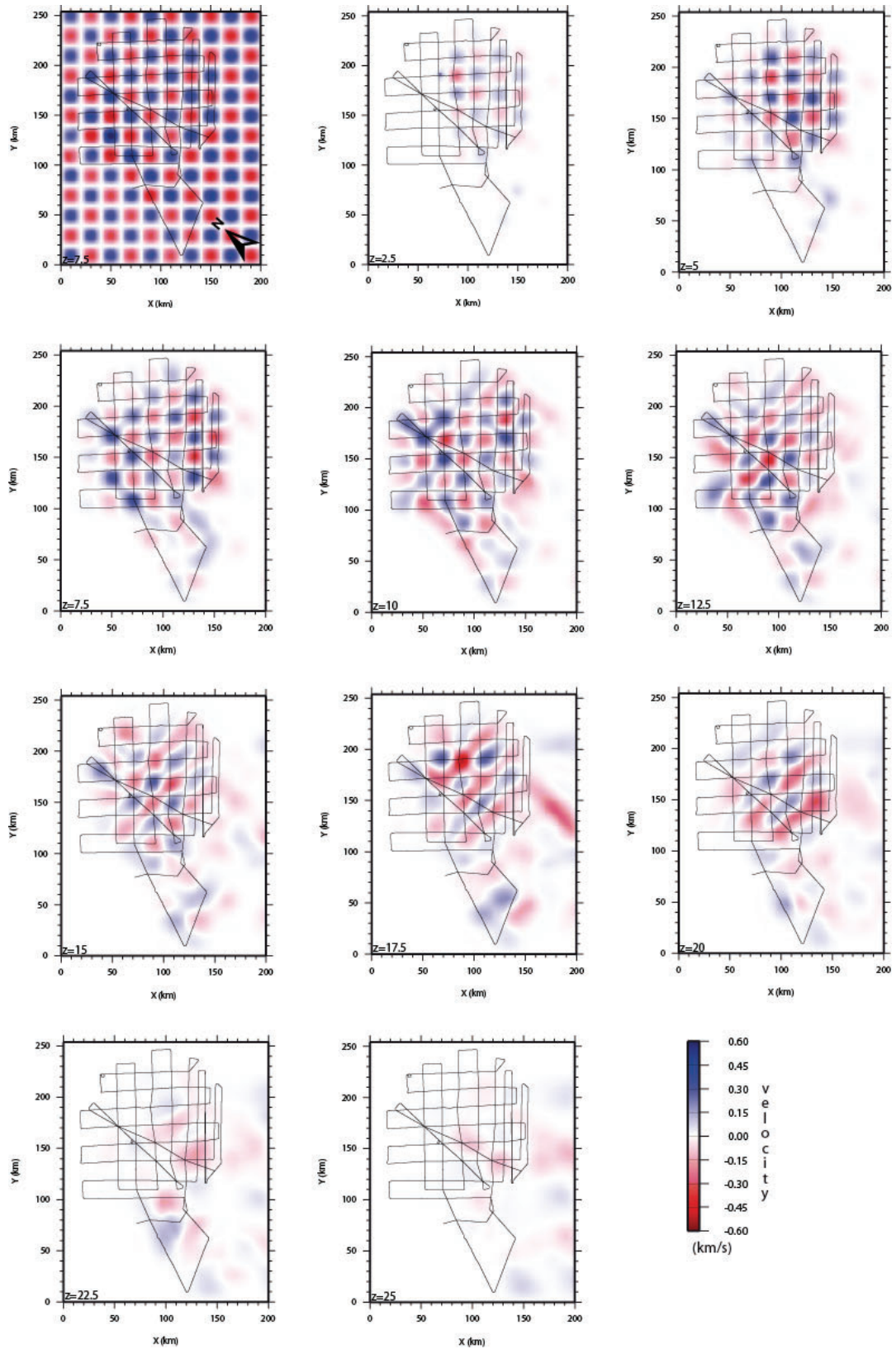


Figure 3.20. Résultats des tests avec des anomalies de dimensions horizontales 20 km x 20 km. Le patron d'anomalie introduit est représenté dans le cadre en haut à gauche. Les autres cadres représentent les anomalies obtenues après inversion à différentes profondeurs. Nous observons une bonne récupération du patron d'anomalie dans la partie centrale du modèle. L'échelle de couleur représente l'écart au modèle final de vitesse, en haut à gauche les anomalies telles qu'elles sont ajoutées au modèle final, ensuite les anomalies récupérées, à l'issue de l'inversion à différentes profondeurs. Les anomalies sont bien récupérées jusque 15 km de profondeur, et partiellement en dessous de cette profondeur ainsi que vers le Sud et l'Est de la boîte tomographique.

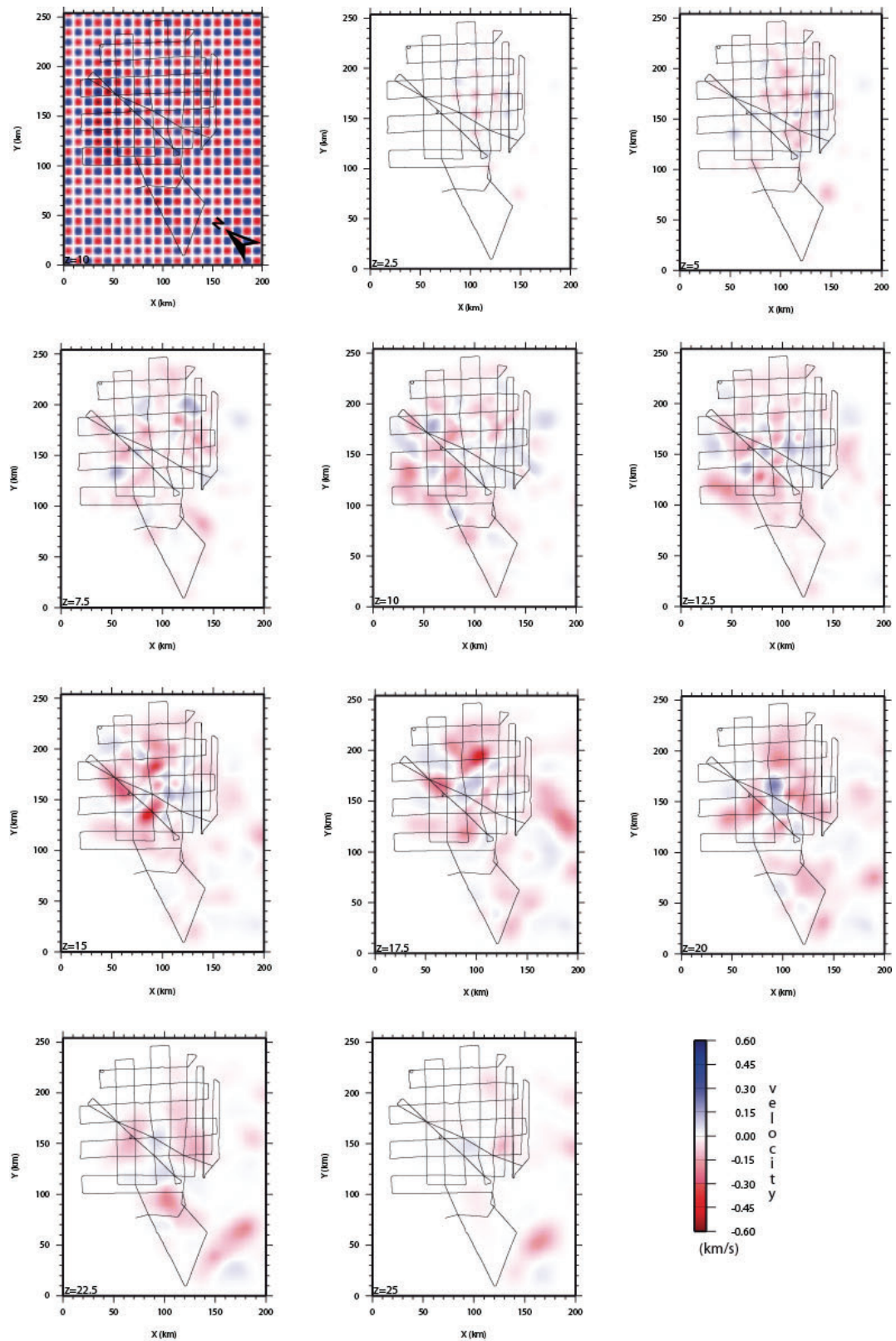


Figure 3.21. Résultats des tests avec des anomalies de dimensions horizontales 10 km x 10 km. Le patron d'anomalie introduit est représenté dans le cadre en haut à gauche. Les autres cadres représentent les anomalies obtenues après inversion à différentes profondeurs. Nous observons une bonne récupération du patron d'anomalie dans la partie centrale du modèle. L'échelle de couleur représente l'écart au modèle final de vitesse, en haut à gauche les anomalies telles qu'elles sont ajoutées au modèle final, ensuite les anomalies récupérées, à l'issue de l'inversion à différentes profondeurs. Le dispositif utilisé est incapable de résoudre des anomalies de 10 km de dimension horizontale ou plus petite que cette taille.

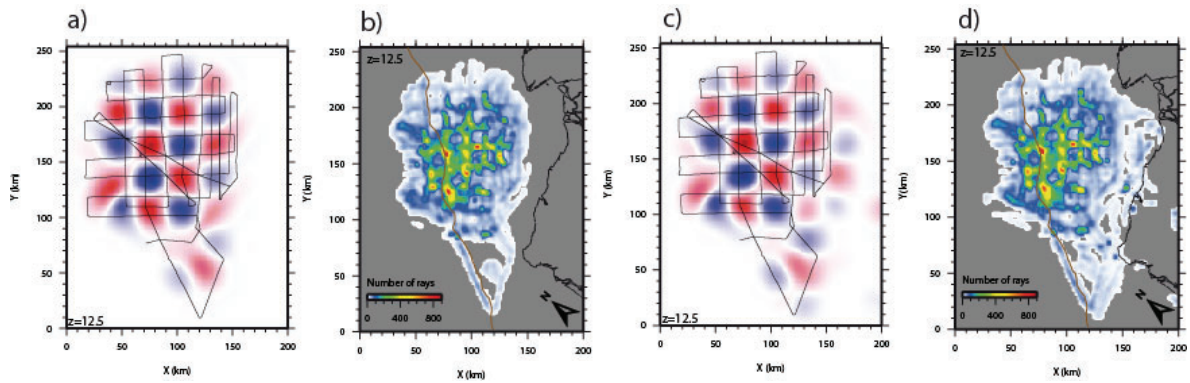


Figure 3.22. Comparaison des résultats des tests appliqués au modèle obtenu avec seulement les données des OBS (a) et au modèle final, avec l'ensemble des données des OBS et des stations terrestres (c). Notez que le modèle incluant les données des stations terrestres a une bien meilleure résolution dans la partie est et sud-est de la zone. L'amplitude n'est pas parfaitement récupérée à cause de la faible densité de rais (b et d). La ligne marron représente la fosse et la ligne noire le trait de côte.

Il faut noter aussi que la géométrie des anomalies récupérées est très influencée par la couverture azimutale des rais, ce qui peut se voir dans des sections verticales (Fig. 3.23) du même test. Les anomalies cylindriques sont mieux définies entre 15 et 20 km dans le modèle obtenu par inversion de l'ensemble des données (Fig. 3.23b) que dans celui utilisant seulement les données des OBS (Fig. 3.23a) grâce aux rais provenant des stations terrestres localisées à l'Est à des offsets importants. Malgré une rms un peu plus élevée on voit bien l'apport du réseau de stations terrestres dans la résolution des anomalies de vitesse en profondeur, entre 15 et 20 km et latéralement entre le réseau OBS et la côte.

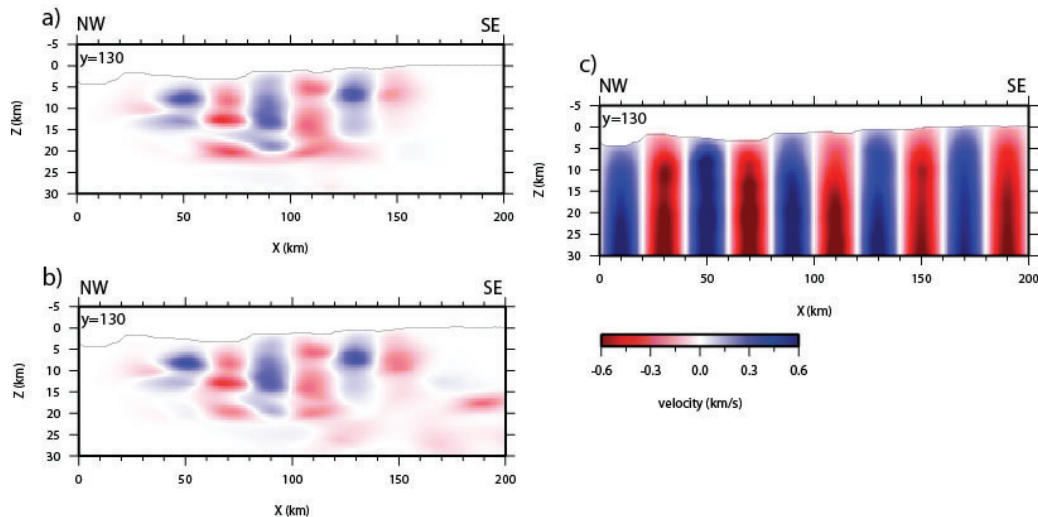


Figure 3.23. Coupes verticales à $Y=130$ km pour (a) le modèle obtenu à partir des données OBS; (b) le modèle final utilisant à la fois les OBS et les stations terrestres après un test basé sur l'inversion (c) d'anomalies de 20 km x 20 km. Notez la déformation des anomalies cylindriques entre 15 et 20 km de profondeur quand nous utilisons seulement les données OBS. L'utilisation des données des stations terrestres améliore la résolution horizontale entre 15 km et 20 km de profondeur.

3.6.4. Évaluation de la résolution verticale du modèle

Pour déterminer la résolution verticale du notre modèle final, nous avons réalisé des *checkerboard test* 3D, en appliquant une perturbation sinusoïdale avec demi-longueurs d'ondes de 5 km et 10 km dans la direction verticale, et de 30 km x 30 km dans les directions horizontales, les anomalies ont donc une forme de cuboïde. Nous avons conservé le même

pourcentage de perturbation de la vitesse ($\pm 8\%$), comme la même déviation standard du bruit gaussien, que dans les tests de résolution latérale.

Le résultat de l'inversion montre que finalement le dispositif est capable de résoudre des anomalies de 10 km d'épaisseur jusqu'à 20 km de profondeur (Fig. 3.24), la géométrie est bien récupérée notamment dans la partie centrale du modèle, ainsi que la polarité, et même l'amplitude (différence inférieure à 0.25 km s^{-1}).

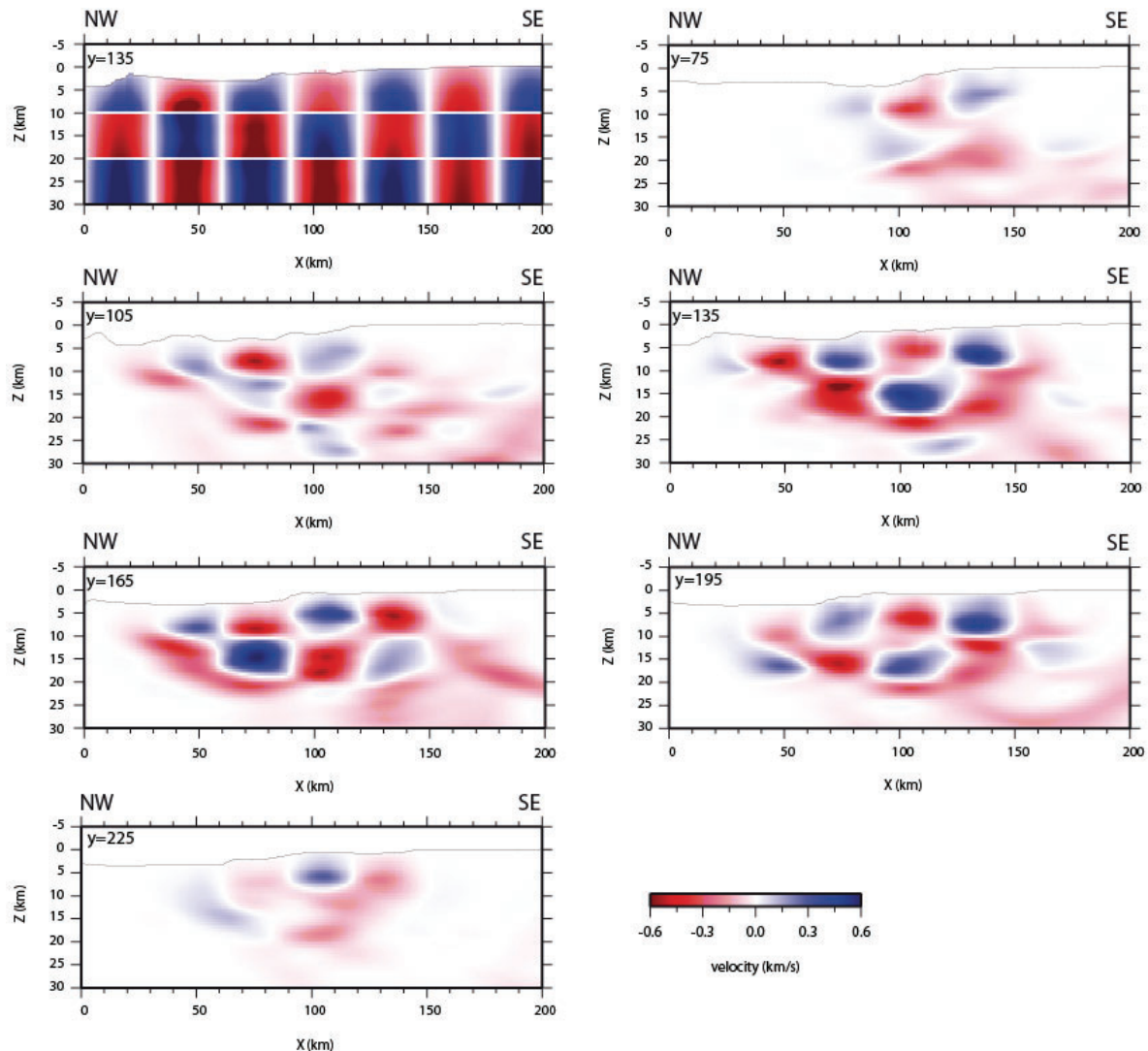


Figure 3.24. *Checkerboard test* en montrant la résolution verticale du modèle final. La taille des anomalies introduites est de 30 km x 30 km x 10 km respectivement en X, Y et Z. Les sections verticales ont été extraites au maximum d'amplitude des anomalies horizontales (au sommet de la sinusoïde), dans la région centrale du modèle. L'exagération verticale est 1:2.

En dessous de 20 km de profondeur, la récupération des anomalies est pratiquement nulle en géométrie comme en amplitude.

Avec des perturbations de 5 km d'épaisseur, le test montre que le dispositif a une résolution suffisante pour retrouver la géométrie et la polarité des ces anomalies de 5 km à 20 km de profondeur dans la partie centrale de la région de tirs (Fig. 3.25), néanmoins l'amplitude des anomalies est moins bien récupérée lors de l'inversion que dans le test précédent.

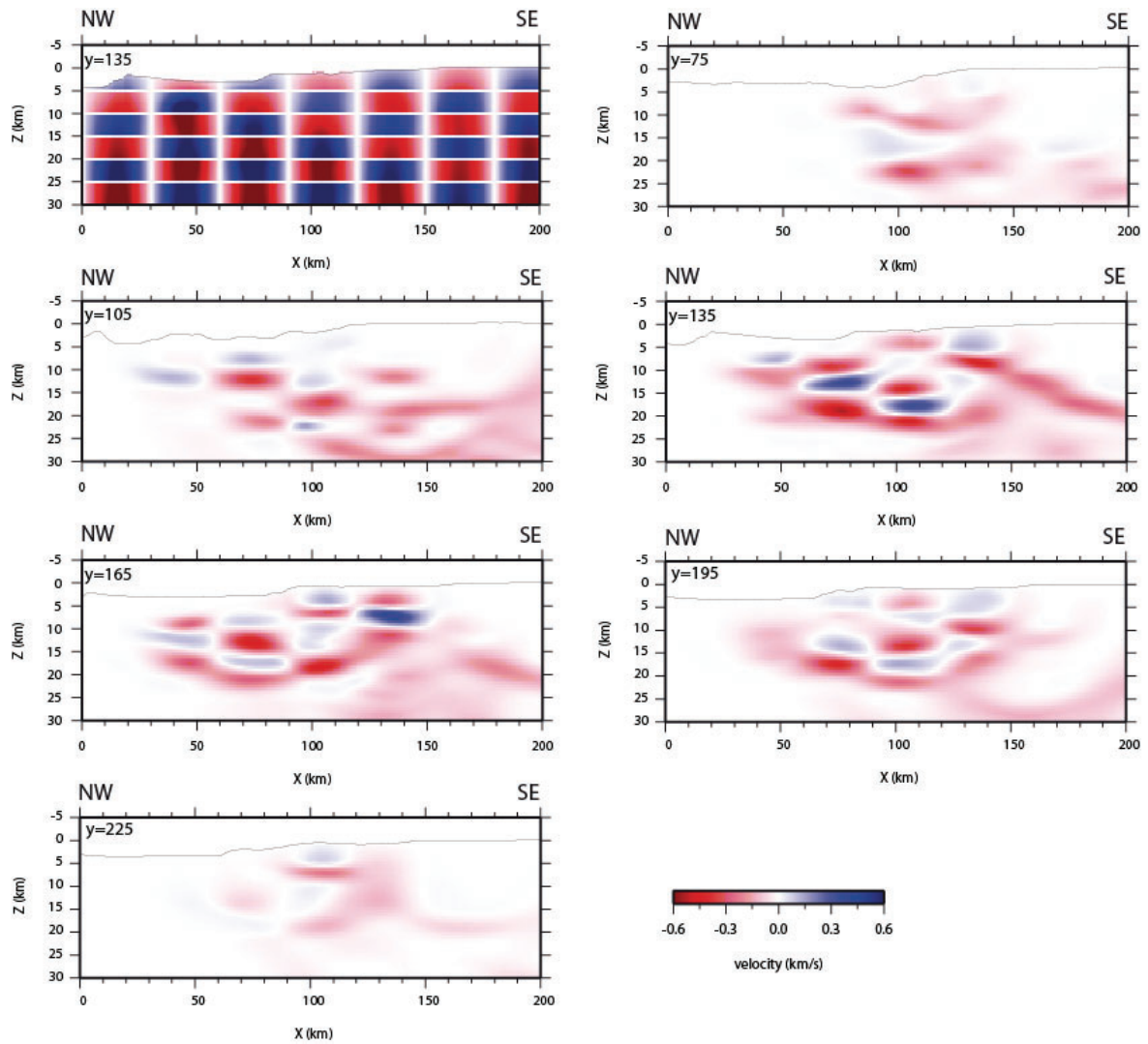


Figure 3.25. *Checkerboard test* en montrant la résolution verticale du modèle final. La taille des anomalies introduites est de 30 km x 30 km x 5 km respectivement en X, Y et Z. Les sections verticales ont été extraites au maximum d'amplitude des anomalies horizontale (au sommet de la sinusoïde), dans la région centrale du modèle. L'exagération verticale est 1:2.

En général, la résolution de notre modèle final est bonne, 20 km en X et Y et 10 voire 5 km en Z, sous la région de tirs, et se dégrade à l'extérieur de cette zone à cause de la faible densité de rais et de la couverture azimutale. Verticalement, la résolution tend à diminuer avec la profondeur, ce qui est lié aussi à la densité de rais.

4. RÉSULTATS: STRUCTURE 3D DE LA ZONE DE SUBDUCTION À LA FRONTIÈRE ENTRE LA COLOMBIE ET L'ÉQUATEUR.

Le modèle final 3D de vitesse, obtenu par inversion des temps de premières arrivées, est montré à travers une série de coupes verticales (parallèles et perpendiculaires à la fosse) et horizontales avec des intervalles respectivement de 2,5 km et 10 km (Fig. 4.1 à 4.3). Nous pouvons interpréter la partie centrale du modèle final, où on a une forte densité de rais et une bonne résolution (voir § 3.6), jusqu'à 20 km de profondeur.

4.1. DESCRIPTION GÉNÉRALE DU MODÈLE 3D

Comme l'inversion tomographique contraint uniquement les gradients de vitesse, les considérations plus générales sur le modèle que nous présentons dans les paragraphes suivants, sont faites en fonction de ce paramètre.

Dans un premier temps, pour une description générale de notre modèle de vitesse, nous allons considérer les changements les plus significatifs du gradient de vitesse et la gamme des vitesses obtenue par d'autres études, notamment par tomographie 2D (e.g. Agudelo, 2005; Gailler et al., 2007) et par modélisation directe (e.g. Graindorge, 2002; Calahorrano, 2005; Agudelo, 2001 et 2005; García-Cano, 2007) sur des profils sismiques au sud-ouest de la Colombie et au nord de l'Équateur. Nous allons considérer les vitesses inférieures à 4 km s^{-1} comme des vitesses d'ondes P se propageant dans les couches sédimentaires (e.g. Christeson et al., 1999). La croûte de la plaque plongeante a des vitesses entre 4 km s^{-1} et 6.5 km s^{-1} dans sa partie supérieure, et de 6.5 km s^{-1} à 7.5 km s^{-1} dans la partie inférieure. La plaque chevauchante présente aussi deux couches de vitesse: la couche supérieure avec des vitesses entre 4 km s^{-1} à 5.8 km s^{-1} , et la couche inférieure avec des vitesses de 5.8 km s^{-1} à des vitesses supérieures à 6.5 km s^{-1} .

Nous remarquons que l'épaisseur des sédiments varie fortement d'est en ouest. Vers l'ouest du modèle, dans la région du bombement externe d'Antuyatas (Fig. 4.1), l'épaisseur est de 2 km en moyenne, et augmente progressivement vers l'est, atteignant une épaisseur de 5 km au niveau de la fosse (Fig.4.1). Cette épaisseur reste à peu près constante jusqu'au 40 km à l'est de la fosse, puis diminue légèrement pour ensuite atteindre 6 km à 80 km de la fosse en direction de l'arc volcanique. Une augmentation de l'épaisseur des sédiments est identifiable depuis le SE de la zone d'étude vers le NW (Fig. 4.2). Cette variation de l'épaisseur semble coïncider avec les bassins sédimentaires dans la région avant-arc déterminés par les études de sismique multitrace (Marcaillou, 2003; López, 2009).

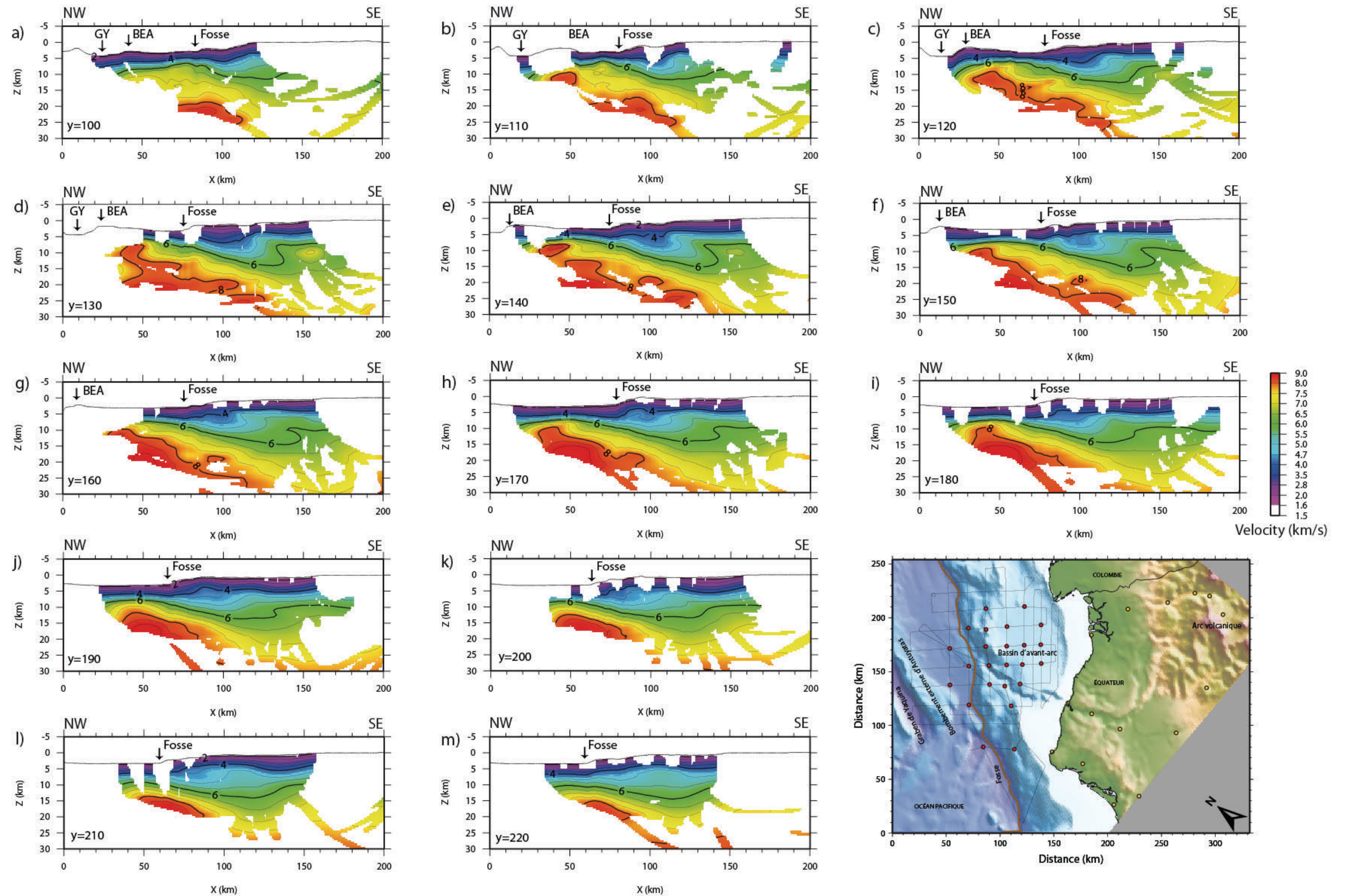


Figure 4.1. Coupes verticales perpendiculaires à la fosse à travers le modèle de vitesse final 3D. Elles ont été prises chaque 10 km entre Y = 100 km et Y = 220 km. GY: Graben de Yaquina, BEA: Bombement externe d'Antuyatas. Une carte générale est montrée pour faciliter la localisation des coupes. Les cercles rouges représentent les OBS et les jaunes les stations sismologiques terrestres. Les lignes noires indiquent la position des profils de sismique grand-angle, et la ligne marron la fosse.

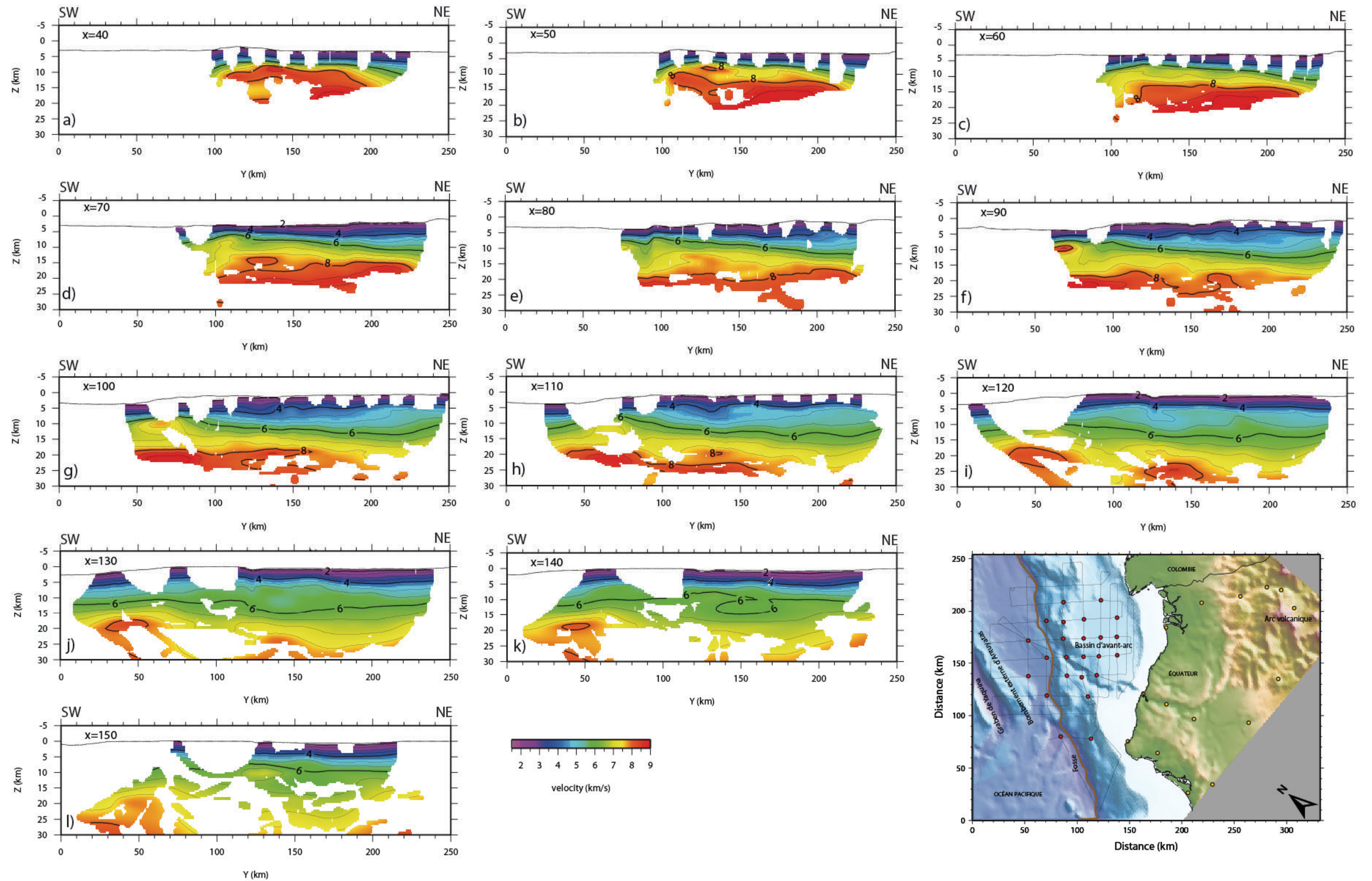


Figure 4.2. Coupes verticales parallèles à la fosse à travers le modèle de vitesse final 3D. Elles ont été prises chaque 10 km entre X = 40 km et X = 150 km. Une carte générale est montrée pour faciliter la localisation des coupes. Les cercles rouges représentent les OBS et les jaunes les stations sismologiques terrestres. Les lignes noires indiquent la position des profils de sismique grand-angle, et la ligne marron la fosse.

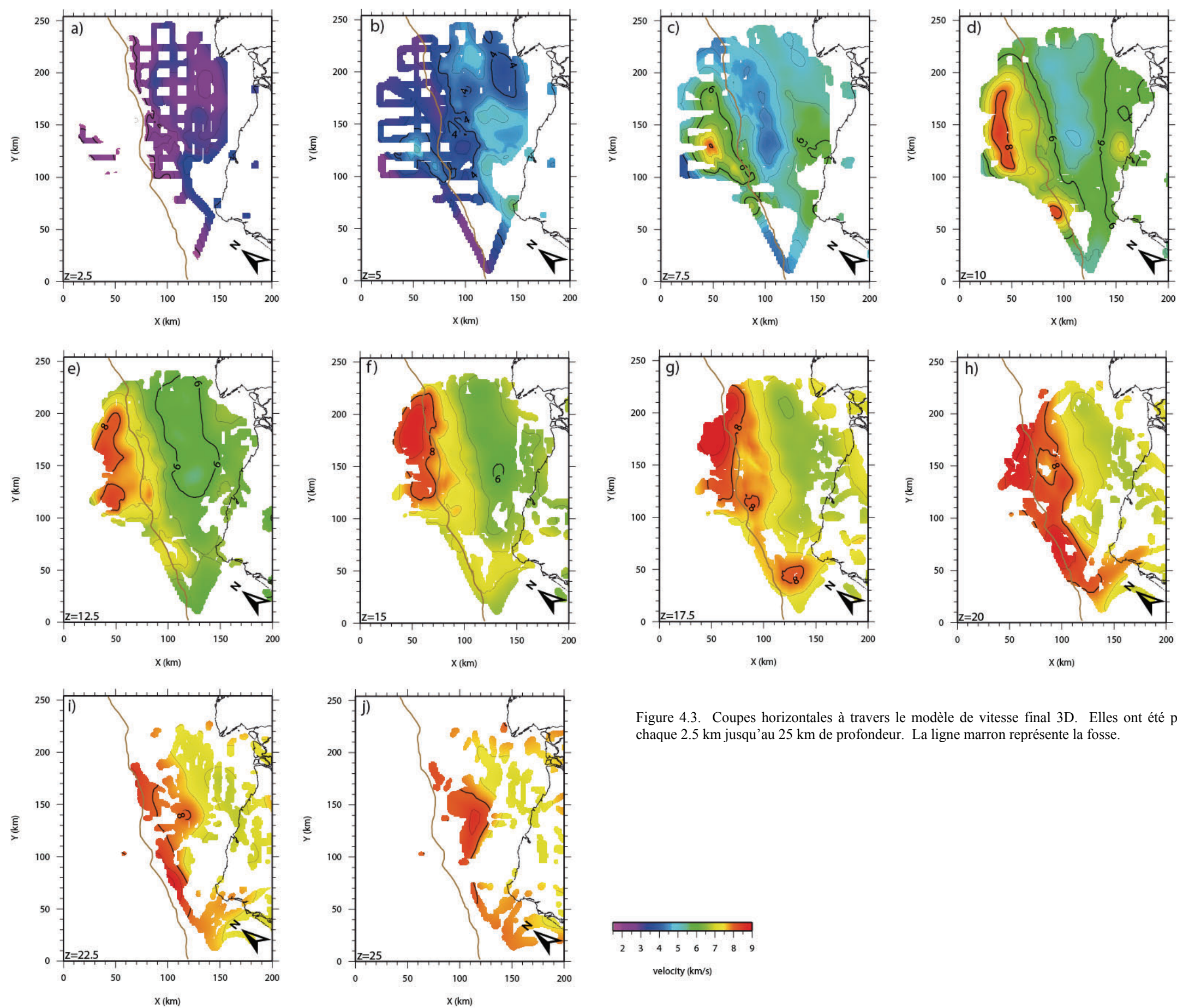


Figure 4.3. Coupes horizontales à travers le modèle de vitesse final 3D. Elles ont été prises chaque 2.5 km jusqu'au 25 km de profondeur. La ligne marron représente la fosse.

Nous identifions ensuite un milieu avec des vitesses allant de 4.0 km s^{-1} à 7.8 km s^{-1} , qui correspond à la croûte ignée. Les variations de l'épaisseur et des vitesses sismiques de la croûte de part et d'autre de la fosse sont bien marquées (Fig.4.1) et correspondent à la présence de croûtes très différentes. Ainsi, à l'ouest de la fosse, le modèle montre un gradient de vitesse plus fort qu'à l'est. La croûte atteint 4 km à 6 km d'épaisseur entre l'extrémité occidentale du graben de Yaquina et la fosse, ce qui est compatible avec la nature océanique de la plaque Nazca (White et al., 1992; Mutter and Mutter, 1993).

Au sud-est de la fosse, le gradient de vitesse caractérise la croûte de la plaque supérieure et de la plaque plongeante. Nous y observons plusieurs caractéristiques et notamment un butoir ayant un faible gradient de vitesse entre $Y=110 \text{ km}$ et $Y=210 \text{ km}$ qui contraste avec la marge ayant un gradient plus fort dans les 5 premiers kilomètres (Fig. 4.1).

Ensuite entre $X=120 \text{ km}$ et $X=140 \text{ km}$, on observe une inversion du gradient de vitesse, délimitant une zone à plus faible vitesse (ZFV) à des profondeurs comprises entre 5 km et 12 km. Au premier ordre, cette ZFV se voit dans le rebroussement des iso-vitesses 4.5 km s^{-1} à 6 km s^{-1} . Cette ZFV est mieux marquée dans la partie centrale du modèle entre $Y=130 \text{ km}$ et $Y=140 \text{ km}$ (Fig. 4.1d et 4.1e), puis elle s'amincit vers le NE et le SW, (Fig. 4.1.c et de 4.1f à 4.1.h). Longitudinalement, elle s'observe également, avec une extension de 50 km parallèlement à la fosse entre $Y=120 \text{ km}$ et $Y=170 \text{ km}$. Cette zone à faible vitesse correspond à la zone d'ombre observée sur les enregistrements de plusieurs OBS (Fig.2.12).

Étant donné que l'inversion tomographique des premières arrivées ne contraint pas les interfaces, nous n'avons pas ici de contraintes fortes sur la profondeur du Moho. En première approximation, nous associons l'interface croûte-manteau à l'isovitesse de 7.8 km s^{-1} , une valeur qui se situe dans la gamme des vitesses rapportées pour la zone, lesquelles oscillent entre 7.5 km s^{-1} et 8.1 km s^{-1} (Meissner et al., 1976; Agudelo, 2001; Graindorge et al., 2004; Marcaillou et al., 2006; Gailler et al., 2007; García-Cano et al., 2007).

Les coupes verticales et horizontales (Figs.4.1 et 4.3) montrent qu'à l'ouest de la fosse, l'isovitesse de 7.8 km s^{-1} est atteinte à des profondeurs entre 8 km et 10 km. Au niveau de la fosse, cette vitesse est atteinte à des profondeurs de 16 km en moyenne. À 60 km à l'est de la fosse, elle est atteinte à des profondeurs supérieures à 30 km. Nous pouvons ainsi suivre le Moho de la croûte océanique qui plonge vers l'est, correspondant à la subduction de la plaque Nazca sous le continent Sud-Américain en direction est. Nous observons également une variation de ce pendage, pendage qui semble augmenter du Sud vers le Nord (Fig. 4.3e à 4.3g). Le Moho de la plaque supérieure ne semble pas résolu par notre tomographie.

Avant d'interpréter ces vitesses en terme de structure et de géodynamique, nous avons décidé de réaliser une série de tests de résolution spécifiques afin de déterminer la capacité de notre modèle de vitesse à résoudre des anomalies de la taille des structures trouvées, notamment de la taille de la zone à faible vitesse.

4.2. TEST DE RÉOLUTION SPECIFIQUE

Nous avons testé la capacité de notre modèle à résoudre les vitesses observée au niveau du butoir (voir §4.3.2.2) et de la marge. Ce test consiste à introduire des anomalies de taille similaire aux structures que nous observons, et localisées au même endroit. La valeur des anomalies de vitesses introduites et le bruit gaussien appliqué aux temps calculés sont

identiques à ceux utilisés pour les *checkerboard test* (voir §3.6), c'est-à-dire 8% de la vitesse du modèle final et 0.06 s respectivement.

Pour ce test, nous avons donc créé deux anomalies rectangulaires une négative et l'autre positive, dans la région où l'on observe la marge à l'est et un butoir de plus faible vitesse entre la marge et la fosse (Fig.4.4a et c). Chaque anomalie a une taille de 20 km x 40 km, et une épaisseur de 5 km. Elles sont placées à 5 km de profondeur (Fig. 4.4 c et d). Au premier ordre, les résultats montrent que nous retrouvons la géométrie et l'amplitude des deux anomalies à une profondeur entre 5 km et 7.5 km bien que légèrement déformées au NW par la plus faible couverture en rais. Nous résolvons donc bien un bloc de plus faible vitesse qui se situerait entre la marge et la fosse.

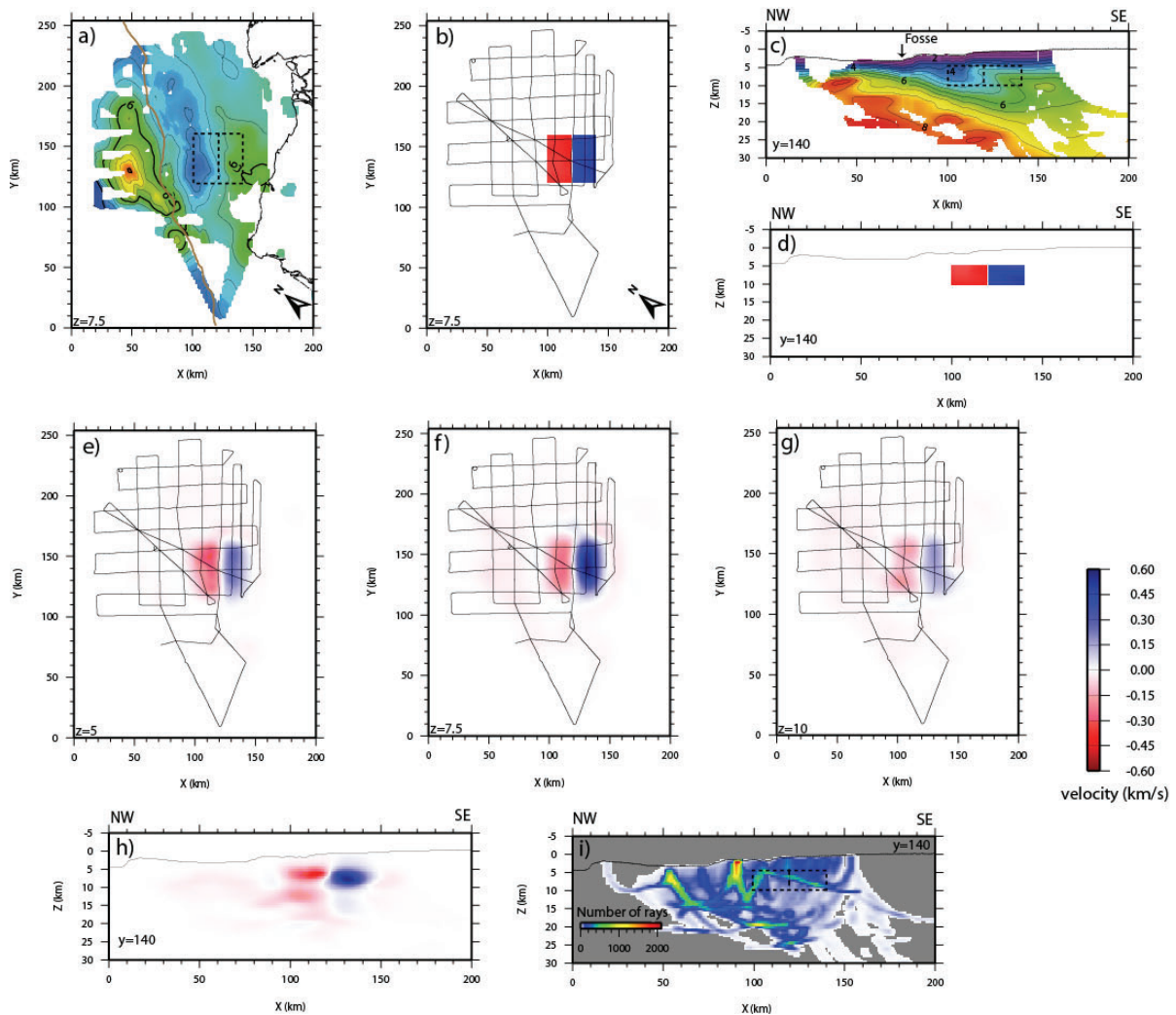


Figure 4.4. Test de résolution de deux anomalies rectangulaires de 20 km x 40 km x 5 km d'épaisseur, simulant la marge et un bloc de plus faible vitesse entre la marge et la fosse. (b et d) géométrie des anomalies introduites (a et c) position de ces anomalies par rapport au modèle de vitesse. Géométrie et amplitude récupérées après inversion montrées sur 3 coupes horizontales à 5 km, 7.5 km et 10 km de profondeur (e à h) et une coupe verticale à Y = 140 (g). Nous retrouvons bien la géométrie des deux anomalies. i) couverture en rais sur le même profil. La légère déformation de l'anomalie négative est due à la plus faible couverture en rais à cet endroit.

À partir des résultats obtenus pour ce test spécifique, nous trouvons que le bloc de gradient de vitesses faible, formant le butoir entre la fosse et la marge, est bien résolu. Il n'est pas un

artefact de rais. Ce bloc a été identifié par les approches tomographiques 2D, de Gailler et al., 2007 et Agudelo et al., 2009, ce que nous verrons par la suite.

4.3. DESCRIPTION DU MODÈLE DE VITESSE ET CORRÉLATION AVEC LA SISMIQUE RÉFLEXION

Une fois déterminé que notre modèle est capable de résoudre les anomalies les plus remarquables que nous avons identifiées dans les paragraphes précédents, nous pouvons faire une description détaillée de notre modèle final de vitesse, et une corrélation avec les structures observées le long des profils de sismique réflexion multitrace (MCS pour *multichannel seismic*).

Nous avons fait une analyse systématique des lois de vitesse 1D dans les zones où le modèle final montre une forte densité de rais. À partir des courbes de vitesse en fonction de la profondeur, nous pouvons, en effet, identifier plus facilement les variations du gradient vertical de vitesse et ainsi identifier et caractériser plus précisément les différentes unités structurales de la marge.

Les principaux réflecteurs observés le long des profils MCS des campagnes de sismique marine SISTEUR et AMADEUS en 2000 et 2005 respectivement (Fig. 4.9) ont été numérisés et superposés au modèle tomographique. Le décollement et une faille secondaire (SF = *splay fault*) ont été numérisés d'après l'interprétation de Marcaillou (2003) sur les profils SISTEUR 42, 44, 45 et 47 (Fig. 4.5). Pour le toit du socle de la marge et le toit du socle océanique de la plaque Nazca nous avons pris les pointés réalisés par López Ramos (2009) le long des profils sismiques SISTEUR 42, 44, 45 et 47, et AMADEUS 8, 10, 54, 74 et 85. Les pointés ont été réalisés en temps double et convertis en profondeur, en utilisant notre modèle final de vitesse (Fig. 4.7 à 4.10).

4.3.1. Structure de la plaque plongeante (Plaque Nazca)

La structure de vitesse illustre la subduction vers l'Est d'une croûte océanique d'épaisseur "normale" comprise entre 6 km et 8 km (Fig. 4.6). Il est possible d'identifier trois gradients de vitesse (Fig. 4.6) et donc trois couches différentes, une couverture sédimentaire et deux couches formant la croûte de la plaque plongeante.

4.3.1.1. La couverture sédimentaire

Immédiatement sous le fond de la mer, le gradient de vitesse est de 0.77 s^{-1} en moyenne, avec des vitesses de 1.7 km s^{-1} à 3.3 km s^{-1} et une épaisseur qui varie entre 1.3 km près du graben de Yaquina jusqu'à 3.4 km à 10 km à l'ouest de la fosse, ce qui est en accord avec les épaisseurs obtenues à partir des données antérieures (Marcaillou, 2003; Gailler et al., 2007; Agudelo et al., 2009; Marcaillou et al., 2008; et López, 2009). Ce gradient, qui correspond à la couche océanique 1, sédimentaire (e.g. Mutter and Mutter, 1993), augmente latéralement vers la fosse. Il atteint sa valeur maximale, de 1.1 s^{-1} , à moins de 20 km de la fosse, dans la partie centrale de la région de tirs, où il y a un grand apport de sédiments transportés par le canyon d'Esmeraldas. Dans cette région, les sédiments de remplissage de la fosse montrent une augmentation de la vitesse sismique vers la fosse, qui peut être associée à un changement de la composition et de la compaction des sédiments. En effet, Collot et al. (2005) montrent que les sédiments à l'ouest de la fosse ont une composition plutôt pélagique, alors que à l'axe de la fosse les sédiments sont plus compacts avec une composition plus sableuse. Les valeurs de vitesses sismiques pour des sédiments et roches sédimentaires varient, principalement en

fonction de la porosité et du degré de compaction, ces valeurs peuvent osciller entre 2 km s^{-1} pour des sédiments non consolidés et jusqu'à 6 km s^{-1} pour des arénites consolidées (Malcolm, 2006). Pour des dépôts marins argilo-sableux avec 17.6% de porosité et 30% d'argile, à moins de 4 km de profondeur, Japsen et al. (2007) calculent des vitesses sismiques de l'ordre de 3.7 km s^{-1} .

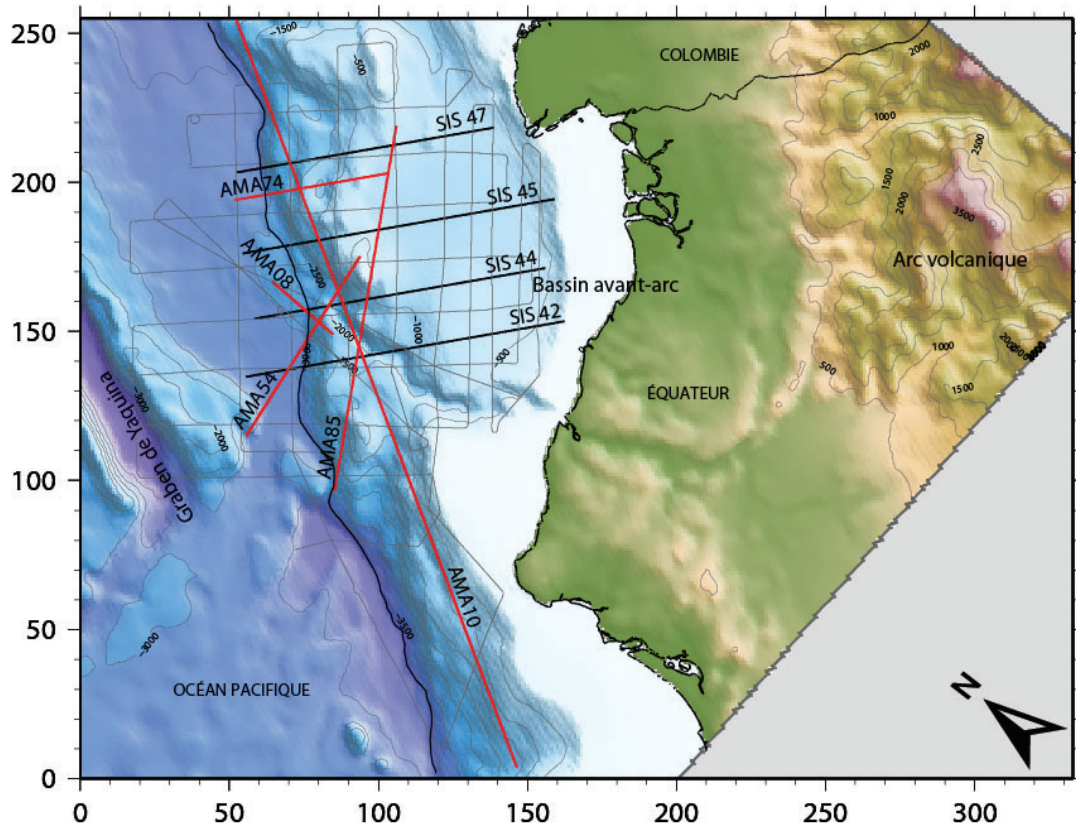


Figure 4.5. Plan de position des profils de sismique réflexion des campagnes SISTEUR (2000) en traits noirs et AMADEUS (2005) en traits rouges, utilisés dans cette étude. Les lignes grises correspondent au plan de position de la campagne Esmeraldas.

4.3.1.2. La croûte de la plaque plongeante

La plaque plongeante est composée de deux couches. La première couche présente un gradient de 0.97 s^{-1} en moyenne avec des vitesses allant de 3.3 km s^{-1} à 6.5 km s^{-1} – 6.7 km s^{-1} , à des profondeurs de 1.3 km à 5.2 km, avec une épaisseur moyenne de 3.8 km. Dans la région plus étroite entre le bombement d'Antuyatas et la fosse au SW de la région de tirs, où les apports de sédiments du canyon d'Esmeraldas sont peu significatifs, ce deuxième gradient n'est pas identifiable (Fig. 4.6). L'épaisseur et les vitesses sismiques de cette couche sont caractéristiques de la couche 2 océanique, composée principalement de basaltes, dont les vitesses varient entre 3.5 km s^{-1} et 6.5 km s^{-1} (White et al., 1992; Mutter and Mutter, 1993). Les vitesses au toit et à la base coïncident respectivement avec les vitesses trouvées pour les couches 2A et 2C de la plaque Nazca à partir des données du puits ODP 504B du projet *Ocean Drilling Program*, localisée à l'ouest de notre zone d'étude. Ces vitesses sont plus petites que 4 km s^{-1} pour la couche 2A et entre 6.2 km s^{-1} et 6.7 km s^{-1} pour la couche 2C (Christensen et al., 1989).

Par contraste, la couche suivante présente un gradient plus faible, de 0.22 s^{-1} en moyenne, et plus homogène latéralement, ses vitesses variant entre 6.5 km s^{-1} – 6.6 km s^{-1} au toit à 7.8 km

$s^{-1} - 8.1 \text{ km s}^{-1}$ à la base. La limite inférieure de cette couche, qui correspondrait à l'interface croûte-manteau, n'est pas bien définie, néanmoins son épaisseur est en moyenne de 3.6 km et augmente latéralement vers la fosse où elle peut atteindre 4.5 km. Le faible gradient vertical et les vitesses plus grandes que 6.5 km s^{-1} sont classiquement associées à la couche 3 océanique, caractérisée par une composition plutôt gabbroïque (e.g. Mutter and Mutter, 1993). Le remarquable changement de gradient entre la couche 2 et la couche 3, serait le résultat de l'altération, d'une réduction significative de la porosité des roches avec la profondeur (Salisbury et al., 1985; Detrick et al., 1994) et du métamorphisme (Christensen et al., 1989).

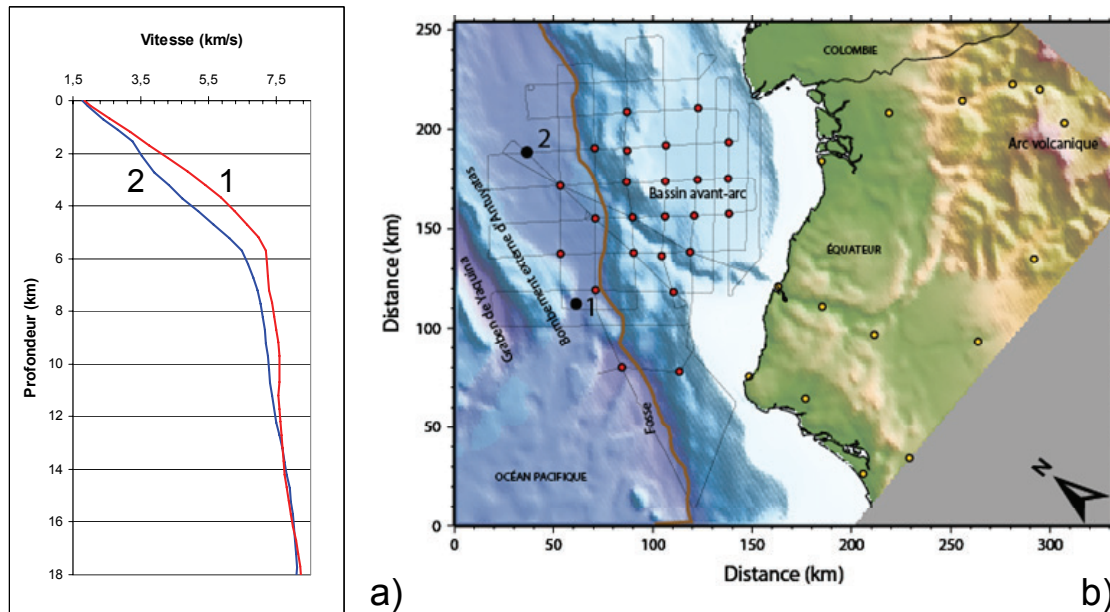


Figure 4.6. Comparaison des lois de vitesse 1D extraites du modèle final en deux points différents de la plaque Nazca (points noirs sur la carte b). La ligne rouge (1) correspond à un point proche du bombement d'Antuyatas à 20 km avant la fosse au sud du modèle de vitesse. La ligne bleue (2) montre la loi de vitesse à un point à 32 km avant la fosse à l'extrême nord du modèle final de vitesse: à mesure que la plaque se rapproche de la fosse, il devient de plus en plus difficile de différencier les gradients dans les premiers kilomètres. Les profondeurs sont mesurées à partir du fond marin.

Le toit du socle océanique à l'ouest de la fosse, pointé à partir des données MCS, coïncide selon les profils avec les courbes d'iso vitesse $3.5 \text{ km s}^{-1} - 4.0 \text{ km s}^{-1}$, ce qui est cohérent avec la limite entre les couches 1 et 2 basée sur l'analyse des gradients de vitesse. Nous observons sur les profils SIS42 et SIS44 (Fig. 4.7 et 4.8) à une dizaine de kilomètres de la fosse un changement de pendage du toit du socle. Le toit du socle passe de l'iso vitesse de 2.5 km s^{-1} à 3.5 km s^{-1} et de 3.5 km s^{-1} à 4.5 km s^{-1} respectivement sur les profils SIS42 et SIS44 et ceci sur 2.25 km et 1.75 km. Ceci coïncide avec la présence d'un graben identifié par Collot et al. (2008) à partir de la sismique verticale (Fig. 4.9).

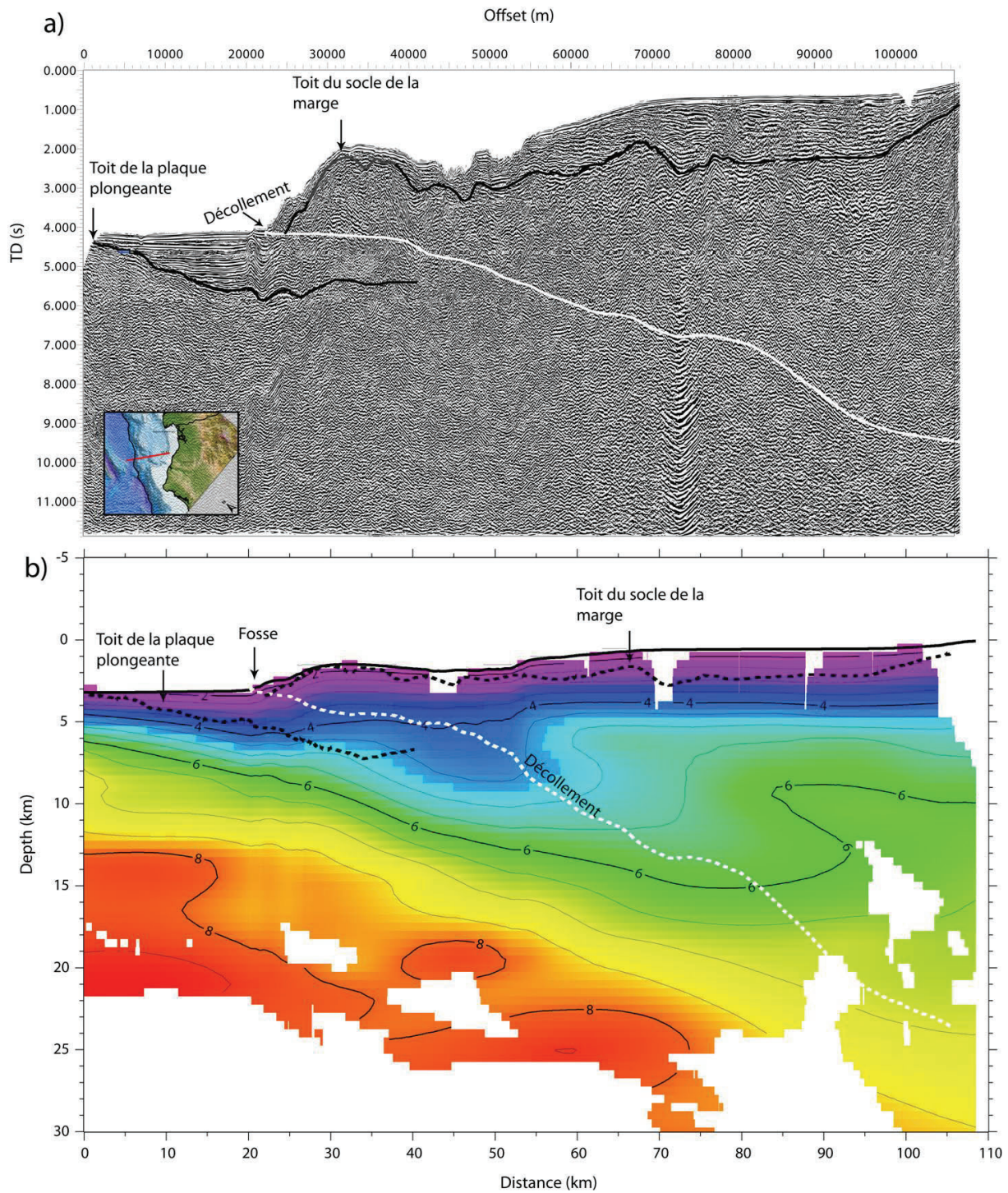


Figure 4.7. a) Profil MCS interprété représenté en temps double. La ligne blanche correspond au décollement (Marcaillou, 2003) et les lignes noires correspondent au toit du socle de la plaque plongeante et de la plaque chevauchante (López, 2009). b) Superposition des réflecteurs principaux obtenus grâce à la MCS du profil SIS42 (lignes en pointillés) transformés en profondeur en utilisant nos lois de vitesse sur le profil coïncidant extrait de notre modèle final 3D de vitesse. L'exagération verticale est de 1:2.

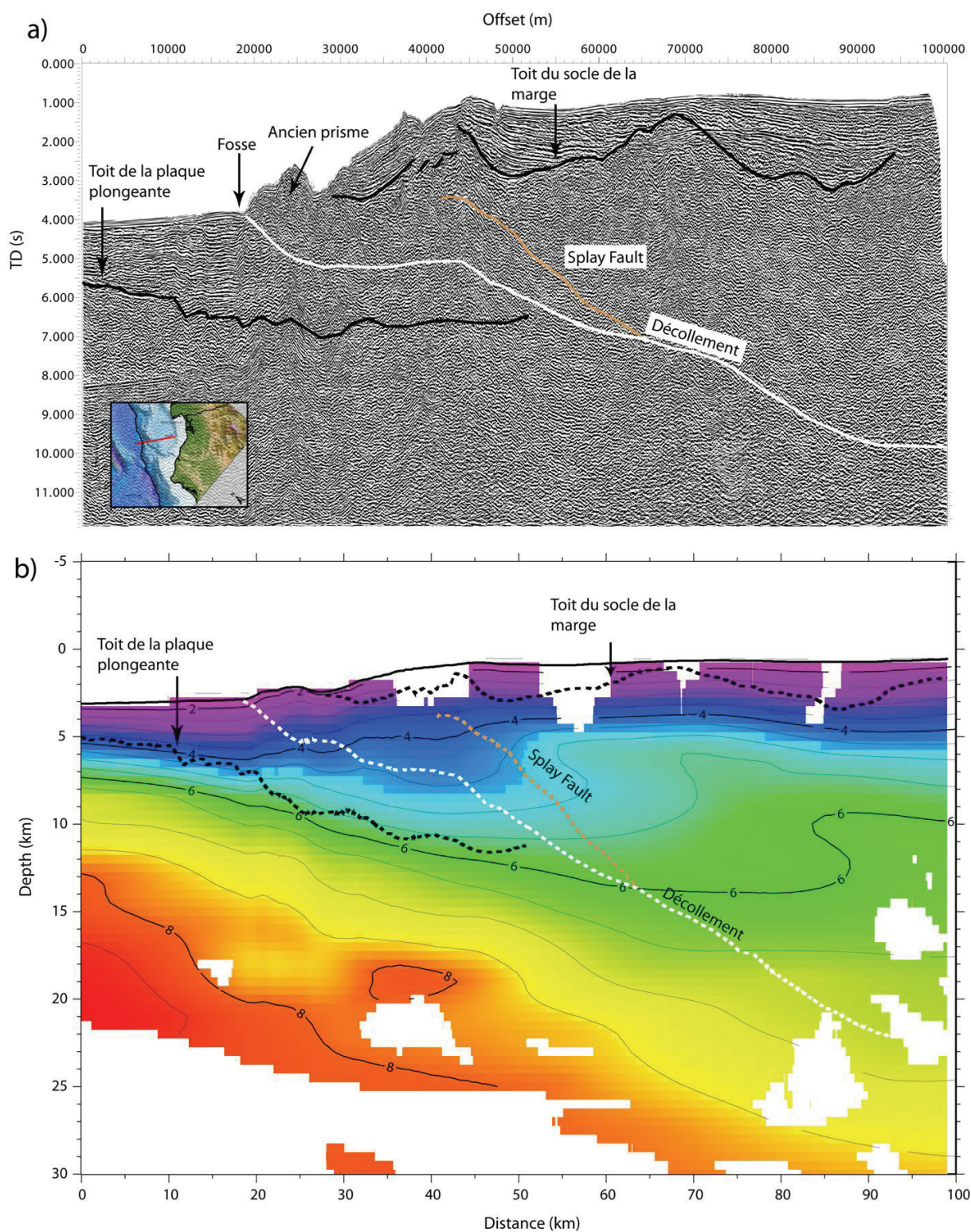


Figure 4.8. Même chose que la figure 4.7 le long du profil SIS44

Au niveau de la fosse, nous observons un deuxième changement de pente du toit du socle de la plaque Nazca. Sur le profil SIS44, ce changement de pente est très marqué. Au niveau de la fosse, le réflecteur s'approfondit pour finalement suivre les iso vitesses entre 5.5 km s^{-1} et 6.0 km s^{-1} , jusqu'au point de rencontre avec le réflecteur MCS qui correspond au décollement à 33 km à l'est de la fosse et à 11 km de profondeur (Fig. 4.8). Ce changement de pendage peut être expliqué par les lois de vitesse appliquées pour la conversion en profondeur de ce réflecteur sur nos profils. Les profils de sismique verticale indiquent à cet endroit, l'existence d'un chenal de subduction, une couche de sédiments peu consolidés et riches en fluides, localisée entre la plaque chevauchante et la plaque plongeante. Les vitesses de ces matériaux sont plus faibles que les vitesses des matériaux encaissants en générant un gradient de vitesse faible à négatif. Pour le profil SIS44, Agudelo et al. (2009) ont estimé un gradient de -0.04 s^{-1} pour le chenal de subduction, qui a 1.3 km d'épaisseur et dont les vitesses varient entre 3.7 km s^{-1} et 4 km s^{-1} . Étant donné les dimensions de cette structure et la résolution de notre tomographie, nous ne pouvons pas résoudre des anomalies de vitesse de moins de 10 km, le chenal de subduction n'est pas identifiable à partir de notre modèle final de vitesse. Nous n'avons donc pas de gradient négatif dans les lois de vitesse que nous appliquons pour la transformation en profondeur alors que celui-ci existe. Ceci a pour conséquence d'approfondir le réflecteur lorsque nous le convertissons en profondeur. Ce changement de pendage marquerait donc la présence du chenal de subduction dont nous ne tenons pas compte dans nos lois de vitesse. Il est bien marqué sur les profils SIS44 et SIS47, où le chenal de subduction est plus épais.

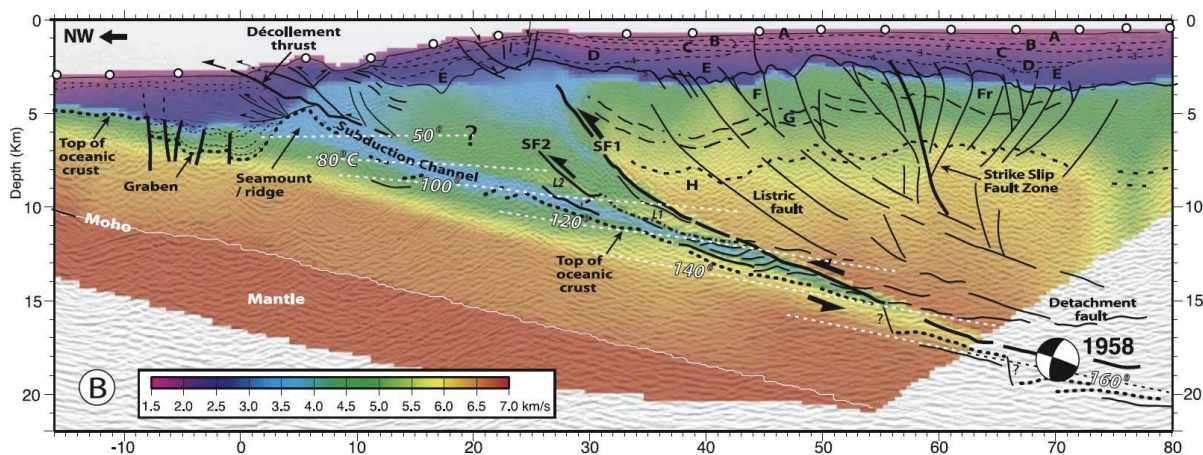


Figure 4.9. Superposition du modèle de vitesse "en blocs" final et l'image migrée mixte du profil MCS SIS44. L'image met en évidence les rapports entre les vitesses sismiques et les structures sismiques. Les cercles blancs indiquent la position des OBS. SF1 et SF2 sont des failles secondaires. Les lettres de A à E marquent les différentes couches sédimentaires du bassin avant-arc, F à H les couches du socle de la marge. D'après Collot et al., 2008.

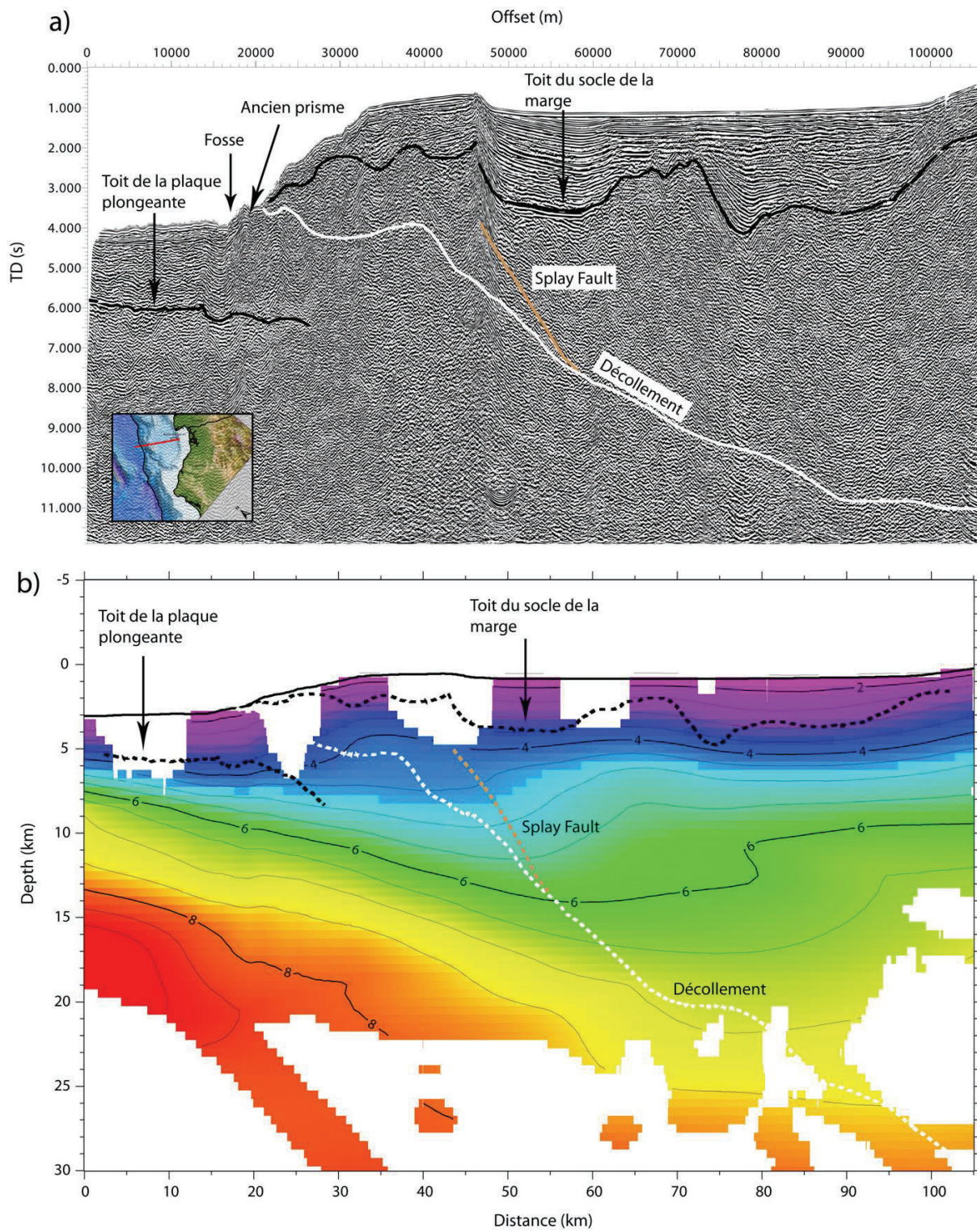


Figure 4.10. Même chose que la figure 4.7 le long du profil SIS45

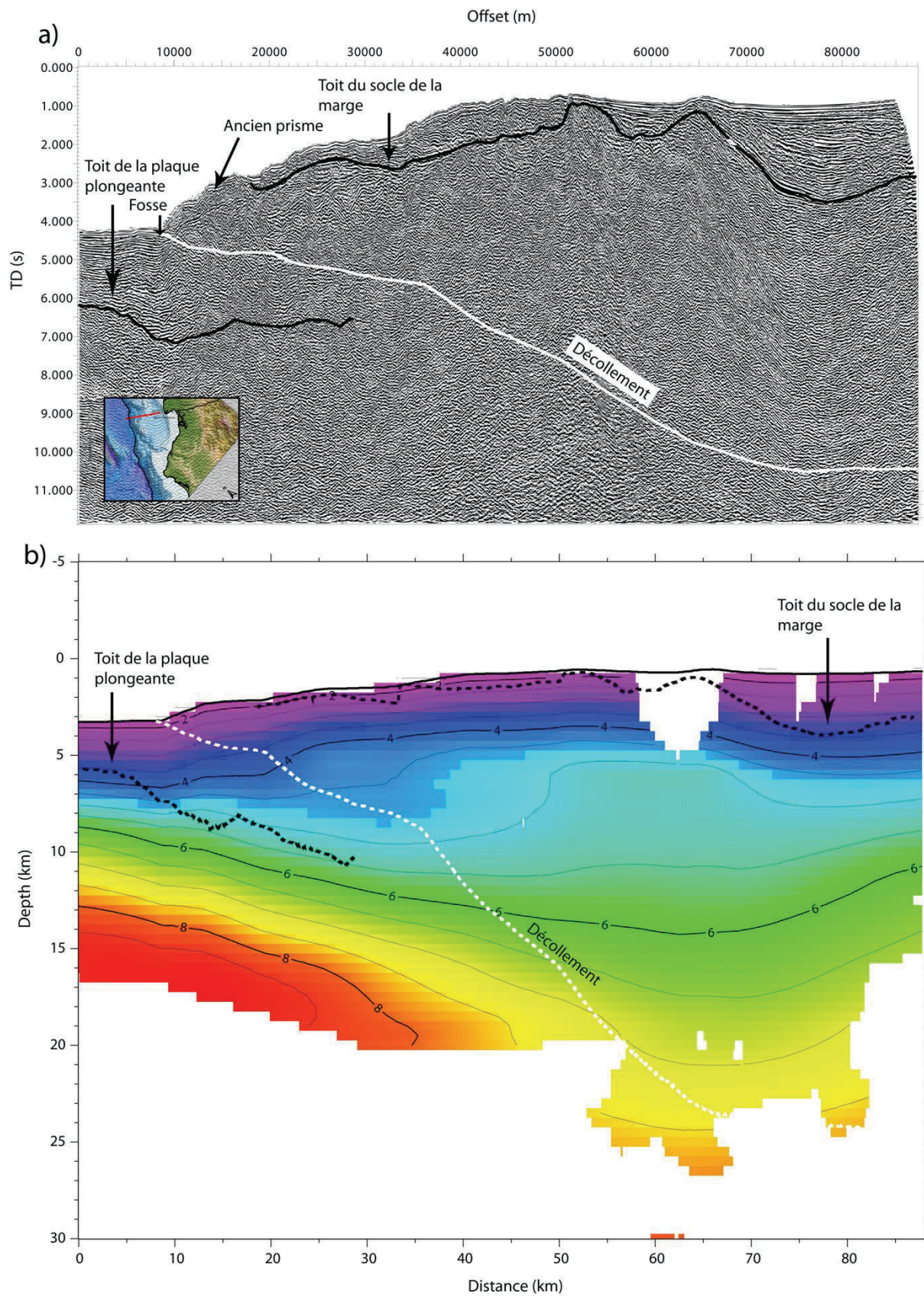


Figure 4.11. Même chose que la figure 4.7 le long du profil SIS47

Pour les profondeurs supérieures à 11 km, le toit du socle s'approfondit en suivant les isovitesse entre 6.0 km s^{-1} et 6.7 km s^{-1} (Fig. 4.6, 4.18, 4.10 et 4.11). Cette augmentation de la vitesse sismique dans la partie supérieure de la plaque, au fur à mesure qu'elle s'enfonce sous la marge, confirme les résultats précédents obtenus sur des profils sismiques (Agudelo et al., 2009; Gailler et al., 2007; Collot et al., 2008). Elle peut être interprétée comme l'altération au sens large de la croûte océanique au cours de la subduction. En effet, la fermeture des pores, la déshydratation et les changements minéralogiques de la croûte de la plaque plongeante avec la profondeur affectent considérablement la vitesse de propagation des ondes P (e.g. Hacker et al., 2002, 2003).

4.3.2. Structure de la plaque supérieure (Plaque Amérique du Sud)

À l'est de la fosse, nous observons plusieurs unités formant la plaque supérieure. Ainsi, nous pouvons identifier le butoir puis la marge. Nous mettons également en évidence la présence d'une zone à faible vitesse sismique en profondeur (Fig.4.12).

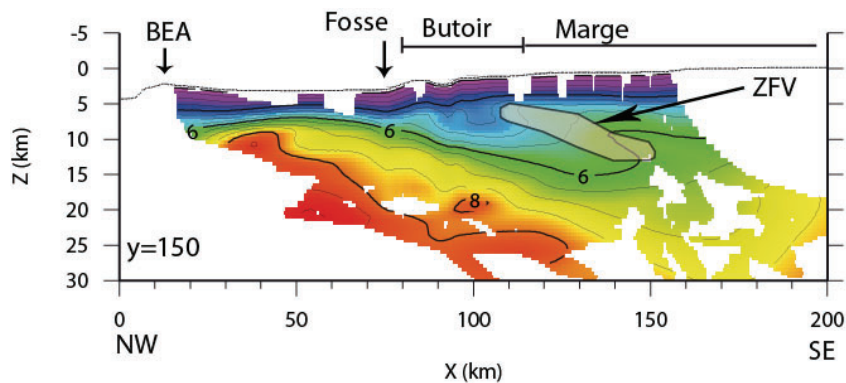


Figure 4.12. Coupe verticale perpendiculaire à la fosse ($Y = 50 \text{ km}$) indiquant les unités qui forment la plaque supérieure. À l'est de la fosse il est possible d'identifier le butoir puis la marge où se situe une zone à faible vitesse (ZFV). BEA: bombement externe d'Antuyatas.

4.3.2.1. La couverture sédimentaire

La couche de sédiments qui recouvre la marge a un gradient de vitesse moyen de 0.7 s^{-1} , avec des vitesses faibles entre 1.7 km s^{-1} et 2.5 km s^{-1} – 3.4 km s^{-1} , cette dernière valeur est plus caractéristique de la partie est de la région de tirs. Sur les profils MCS, l'augmentation de la vitesse de propagation des ondes à la base des sédiments du SW au NE est également mise en évidence. Sur les profils SIS42 et SIS44, la base des couches sédimentaires coïncident avec l'iso vitesse 3.0 km s^{-1} (Fig. 4.7 et 4.8) alors que sur les profils SIS 45 et SIS47 où les bassins sédimentaires sont les plus épais, c'est l'iso vitesse 3.5 km s^{-1} (Fig. 4.10 et 4.11). Les faibles vitesses de la partie supérieure de cette couche sont associées aux sédiments non consolidés qui recouvrent la zone, alors que les vitesses à la base indiquent la consolidation des sédiments et l'augmentation de la pression lithostatique de la couche de sédiments par remplissage successifs des bassins avant-arc. Les vitesses sismiques que nous observons sont en accord avec celles rapportées dans le bassin de Manglares par Marcaillou (2003), Agudelo (2005), Gailler (2005), et López Ramos (2009).

L'épaisseur de la couverture sédimentaire est variable. Sur la pente continentale à l'est de la fosse, elle peut avoir entre 0.5 km et 3.5 km d'épaisseur au niveau du profil SIS44, où il y a une importante décharge de sédiments transportés par la rivière et le canyon d'Esmeraldas. Ces sédiments sont essentiellement constitués par les apports terrigènes turbiditiques en provenance de la marge. À la base de la pente continentale, les sédiments peuvent être associés à un ancien prisme d'accrétion visible sur les profils MCS SIS44, SIS45 et SIS47, Figs. 4.8, 4.10 et 4.11, (Marcaillou, 2003; López Ramos, 2009).

La Figure 4.13 montre une carte en courbes de niveau de l'iso-vitesse 3.5 km s^{-1} au niveau du bassin avant-arc de Manglarès. L'épaisseur sédimentaire dans ce bassin varie de 200 m à 4 km. À partir de cette carte, nous pouvons identifier trois sous-bassins formant le bassin de Manglarès. Le premier (bassin 1 sur Fig. 4.13b) se situe au sud de l'intersection de la faille d'Ancon et de la faille de Manglarès, avec une épaisseur maximale de 3 km. Les deux autres sous-bassins (bassins 2 et 3 sur Fig. 4.13b) sont plus grands et plus profonds que le précédent. Ils sont situés au large de la péninsule de Tumaco de part et d'autre des failles de Manglarès et de Mataje (Fig. 4.13).

La localisation et les épaisseurs sédimentaires que nous observons dans ces deux derniers sous-bassins sont en accord avec l'existence de deux sous-bassins et deux dépôts-centres proposés par Marcaillou (2003) sur cette région.

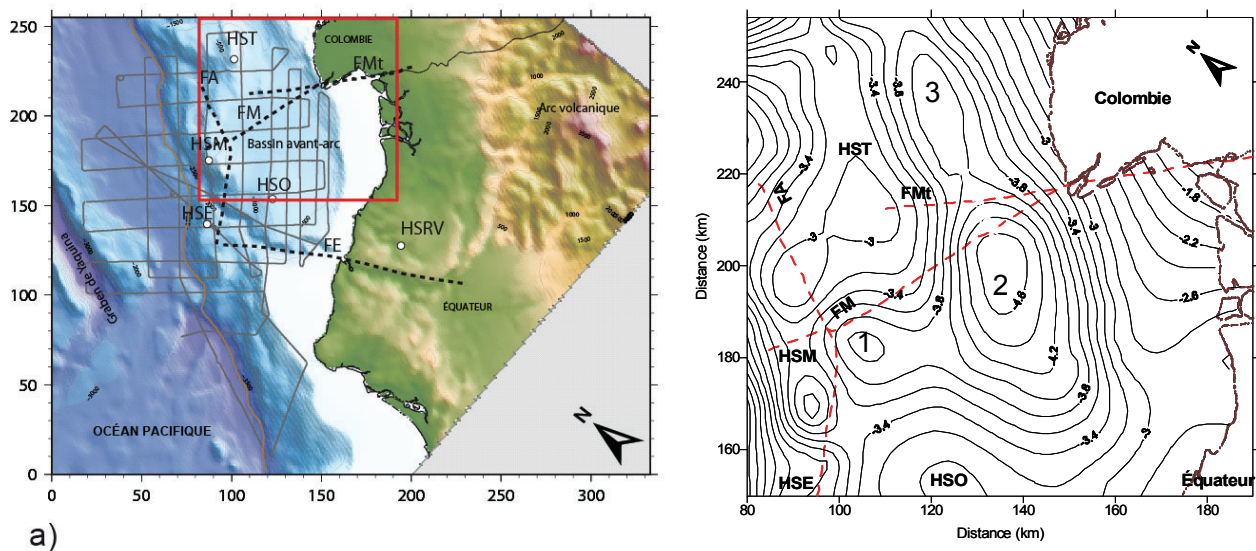


Figure 4.13. Carte en courbes de niveau de l'iso-vitesse 3.5 km s^{-1} au niveau de la marge. On observe 3 sous bassins formant le bassin de Manglarès, notés bassins 1, 2 et 3. Le carré rouge sur la carte de la figure a) indique la zone détaillée dans la figure b). Les tracés des failles d'après Collot et al. (2004) et López Ramos (2009) sont représentés par les lignes rouges pointillées, FMt: Faille Mataje, FM: Faille de Manglares, FE: Faille d'Esmeraldas, FA: Faille Ancon, HST: haut structural de Tumaco, HSM: haut structural de Manglares, HSE: haut structural d'Esmeraldas, HSO: haut structural d'Ostiones.

L'interprétation des profils MCS dans le bassin de Manglares permet d'identifier de cinq (Marcaillou, 2003) à huit (López, 2009) séquences sismiques limitées par des discordances régionales. La corrélation chrono stratigraphique de ces séquences sismiques indique qu'elles ont été déposées entre l'Eocène supérieur et l'Holocène. Les sédiments Eocène supérieur-Oligocène inférieur correspondent à des dépôts de bassin. Puis à l'Oligocène supérieur-Miocène supérieur, ils correspondent à des dépôts de talus. Finalement, les sédiments d'âge

Pliocène-Holocène se sont déposés dans un environnement de plateau continental, voir de plaine deltaïque. Pendant le remplissage du bassin, trois ceintures parallèles de hauts structuraux (Remolino-Río Verde, Ostiones-Tumaco-Patia, et Esmeraldas-Manglares) se sont développés, confinant le bassin de Manglares.

Nous proposons que la variation latérale et le long de la fosse de l'épaisseur et des vitesses sismiques que montre la séquence sédimentaire est une conséquence de l'évolution progressive de l'environnement de dépôt dans le bassin avant-arc de Manglares.

4.3.2.2. Le butoir

Nous observons une variation latérale de la nature du butoir, c'est-à-dire de la terminaison du socle de la marge, vers la fosse.

Au dessus de $Y=110$ km et en dessous de $Y=210$ km, le gradient de vitesse dans le butoir est identique à celui observé dans la partie supérieure de la marge (Fig. 4.14).

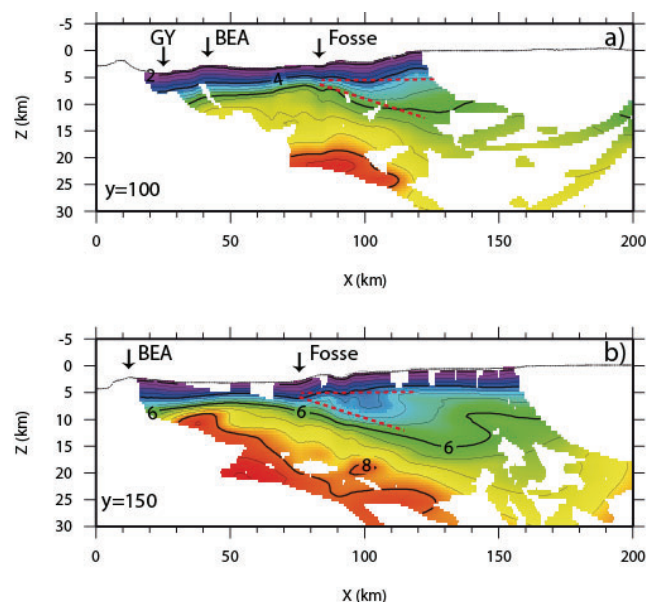


Figure 4.14. Variation de la nature du butoir. Deux types de butoir ont été identifiés (délimités par les lignes rouges), a) un butoir avec un gradient identique à celui de la partie supérieure de la marge, et b) un butoir à faible gradient de vitesse, localisée entre $Y = 110$ km et $Y = 210$ km. GY: Graben de Yaquina, BEA: Bombement d'Antuyatas.

Entre $Y=110$ km et $Y=210$ km, le gradient de vitesse est plus faible dans les premiers cinq kilomètres (Fig. 4.15 et Fig. 4.14). Ce butoir à faible gradient de vitesse (0.20 s^{-1}) définit une structure qui a une largeur maximale de 20 km à l'est du canyon d'Esmeraldas et de 40 km à l'ouest (Fig. 4.16).

4.3.2.3. La marge

Sous la couverture sédimentaire, nous trouvons la croûte ignée de la marge. Un changement du gradient de vitesse en profondeur nous permet de différencier la croûte supérieure C1 de la croûte intermédiaire à inférieure C2 (Fig. 4.15).

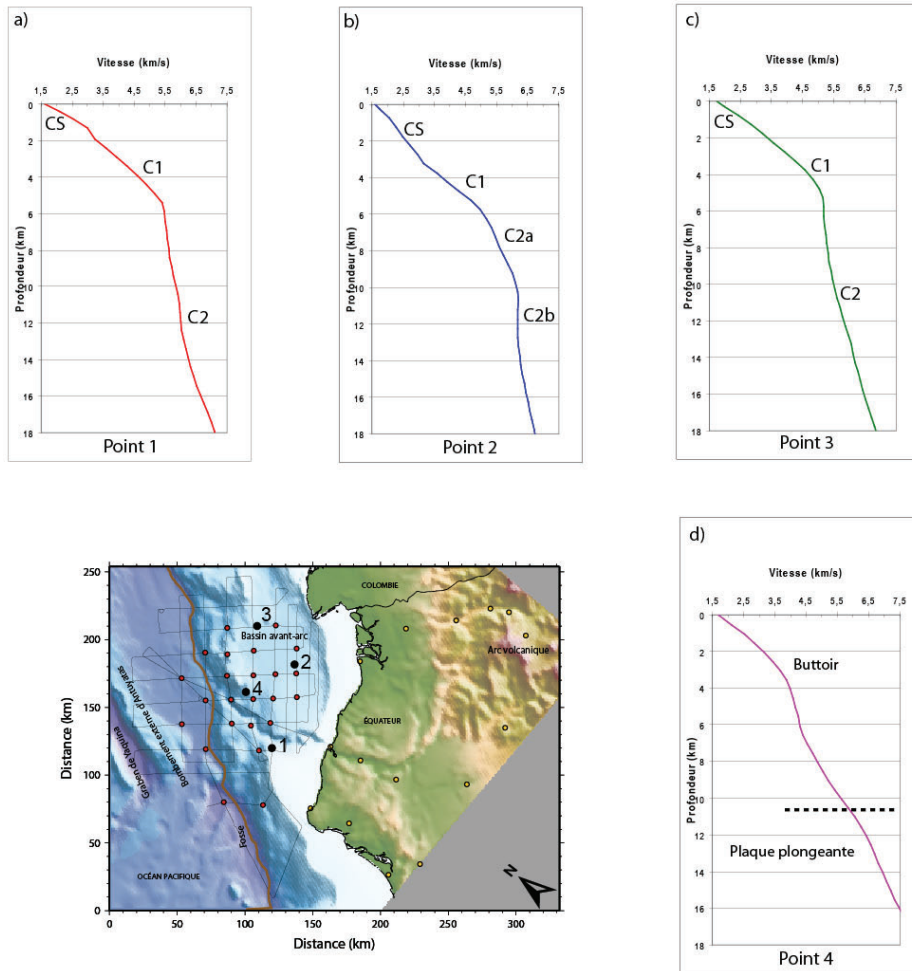


Figure 4.15. Comparaison des lois de vitesse 1D extraites du modèle final en différents points de la marge. a) à c) Lois de vitesses 1D respectivement à 56, 72 km et 60 km de la fosse. Nous identifions une couche sédimentaire CS ayant des vitesses $V_p < 3.5 \text{ km s}^{-1}$, la croûte supérieure C1 et la croûte intermédiaire à inférieure C2. A des distances à la fosse supérieures à 70 km, on identifie dans la couche C2 deux gradients de vitesse (C2a et C2b). d) Loi de vitesse 1D à 23 km de la fosse, au niveau du butoir. La ligne pointillée indique le contact interplaque qui sert de limite inférieure au butoir. Les profondeurs sont prises au niveau du fond marin.

La croûte supérieure

La croûte supérieure de la marge est formée d'une couche ayant un gradient variant de 0.48 s^{-1} à 0.58 s^{-1} , avec des vitesses allant de entre 3.5 km s^{-1} à 5.4 km s^{-1} . L'épaisseur de cette couche varie entre 2.5 km et 4 km.

Cette couche se retrouve de manière similaire dans les modèles de Gailler et al. (2007) et d'Agudelo et al. (2009) (Fig. 4.17). La couche supérieure, dont les vitesses sismiques varient de 3.8 km s^{-1} à 5.1 km s^{-1} , se retrouve dans la marge située au centre de l'Équateur (Graindorge et al., 2004) et peut être rattachée aux matériaux volcano-clastiques d'âge Crétacé supérieur qui affleurent à terre (Jaillard et al., 1997). Des vitesses similaires interprétées aussi comme des sédiments volcano-clastiques ont été décrites au sud-ouest de la Ride de Zenisu au Japon (Nakanishi et al., 1998).

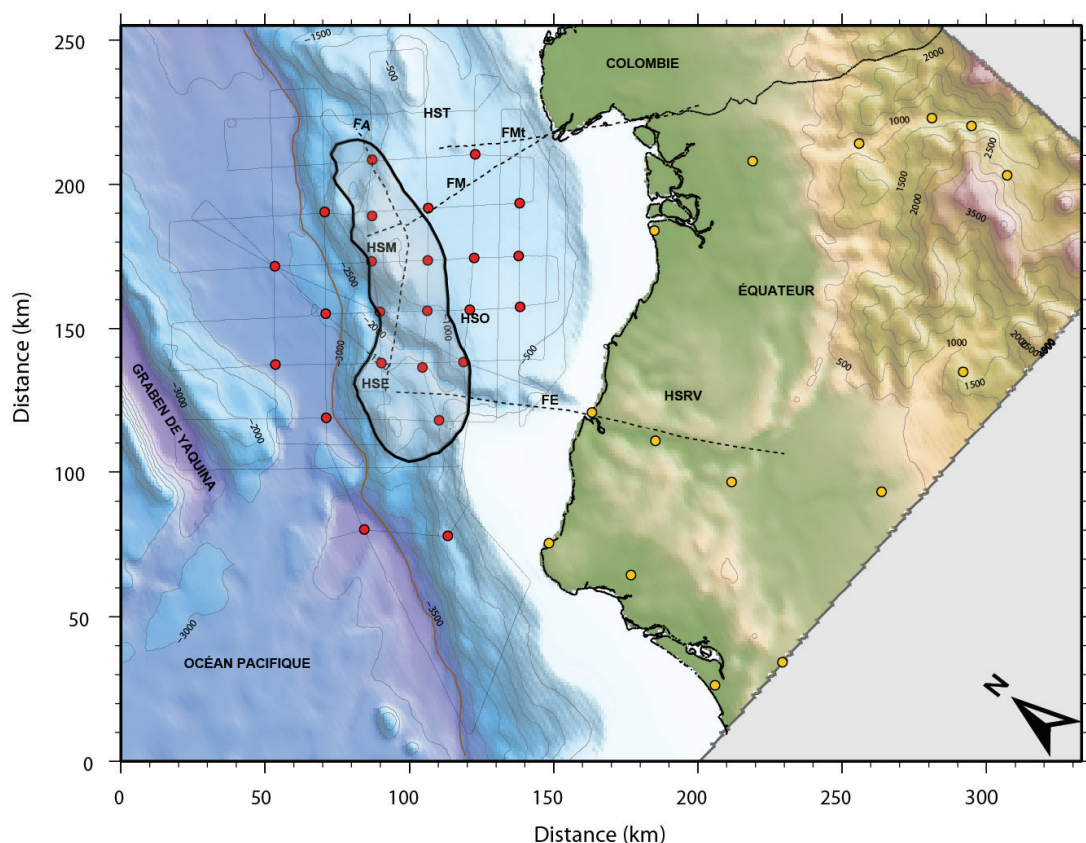


Figure 4.16. Localisation du butoir à faible gradient de vitesse identifié à partir du modèle final de vitesse (zone avec le masque gris). Le butoir est latéralement limité par le faible gradient de vitesse à l'est de la fosse et par le rebroussement de l'iso vitesse 5.5 km s^{-1} . Pour les abréviations voir légende de la Fig.4.13. FE: Faille d'Esmeraldas.

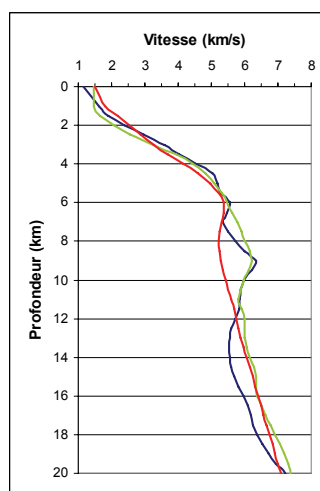


Figure 4.17. Comparaison des lois de vitesse 1D extraites de différents modèles de vitesse à un point situé à 45 km de la fosse sur la ligne du profil SIS44, sur la marge. Deux modèles de vitesses 2D (celle-ci de Gailler et al., 2007 et Agudelo et al., 2009, courbes bleue et verte) sont comparé avec le notre (courbe rouge). La croûte supérieure de la marge montre des vitesses très similaires pour les trois modèles, ensuite dans la zone de faible vitesse les modèles montrent des différences remarquables. Plus en profondeur, les vitesses de la marge sont également similaires.

La croûte intermédiaire à inférieure

La croûte intermédiaire à inférieure est caractérisée par de plus faibles gradients de vitesse. À des distances à la fosse entre 0 et 70 km, nous observons un gradient de l'ordre de 0.11 s^{-1} en moyenne. Les vitesses dans cette couche sont supérieures à 5.0 km s^{-1} - 5.4 km s^{-1} (Fig. 4.15a et 4.15c). Elles peuvent atteindre des vitesses de l'ordre de 7.5 km s^{-1} à la base du modèle.

À des distances à la fosse supérieures à 70 km, nous observons deux gradients. Le premier est un gradient de vitesse faible de 0.23 s^{-1} en moyenne avec des vitesses allant de 5.0 km s^{-1} au toit à 6.2 km s^{-1} à la base. L'épaisseur de cette couche varie entre 4 km et 5 km (Fig. 4.18b). Le deuxième est un gradient de 0.11 s^{-1} avec des vitesses de 6.2 km s^{-1} à environ 7.5 km s^{-1} à la base du modèle.

L'épaisseur de cette couche augmente latéralement jusqu'à une dizaine de kilomètres en direction de la subduction, il est limité à sa base par le contact interplaque déduit de l'interprétation des profils MCS (Figs. 4.7, 4.8, 4.10 et 4.11). Cette couche peut être associée avec la couche 2 du socle de la marge, qui a des vitesses supérieures à 6.0 km s^{-1} (Gailler et al., 2007; Agudelo et al., 2009), et correspond à la séquence sismique H sur le profil MCS SIS44 (Fig. 4.9).

Les vitesses sismiques et les gradients de vitesse décrits dans la couche 2 de la croûte de la marge sont compatibles avec la nature océanique du socle de la marge au sud de la Colombie et au nord d'Équateur (cf. introduction) comme cela a déjà été suggéré par les études précédentes (Gailler et al., 2007, Collot et al., 2008; Marcaillou et Collot, 2008; Agudelo et al., 2009).

La zone à faible vitesse sismique

À l'intérieur du socle de la marge, entre 33 km et 60 km à l'est de la fosse, le modèle montre la présence d'une zone à faible vitesse ZFV (Fig. 4.18). Elle est caractérisée par un gradient négatif d'une valeur moyenne de -0.10 s^{-1} . Cette ZFV se voit sur une distance de 55 km le long de la fosse entre $Y=115 \text{ km}$ et $Y=170 \text{ km}$ (Fig. 4.1), et sur un maximum de 40 km de largeur entre $X=110$ et $X=150$ (Fig. 4.20). Dans sa partie la plus occidentale, le toit de la ZFV se trouve à 5 km de profondeur et elle atteint 2,5 km d'épaisseur, alors que, dans sa partie la plus orientale le toit de la ZFV est à 10 km de profondeur et elle atteint 6 km d'épaisseur. Parallèlement à la fosse, cette zone montre une variation d'épaisseur, avec un maximum de 6 km à $Y=150 \text{ km}$, et une diminution vers le NNE et le SSW. Cette ZFV a des vitesses comprises entre 5 km s^{-1} et 6.5 km s^{-1} .

Le toit de cette ZFV est bien défini vers la fosse, mais beaucoup moins pour sa limite Est (Fig. 3.20 et 3.24). Les vitesses sismiques à l'intérieur de cette ZFV sont évidemment mal définies, toutefois sa présence est attestée par la zone d'ombre observée sur les enregistrements de plusieurs OBS (Fig. 2.12), surtout ceux localisés au centre de la région de tirs.

Sur le profil SAL 06, Gailler et al. (2007) indiquent la présence d'une zone à faible vitesse qui sert de limite occidentale au socle de la marge, à 35 km à l'est de la fosse et à 8 km de profondeur. Elle s'approfondit vers l'est, à 45 km de la fosse, jusqu'à 14 km (Fig. 4.20).

Une analyse comparative entre le modèle de vitesse de Gailler et al. (2007) et celui de notre étude, montre que les courbes d'iso-vitesses des deux modèles sont proches excepté dans la

partie centrale du modèle, entre 67 km et 112 km (Fig. 4.2) pour les vitesses comprises entre 5.0 km s^{-1} et 6.5 km s^{-1} . Cette différence peut s'expliquer d'une part par une différence de résolution entre les deux modèles, le modèle 2D est basé sur un dispositif plus dense avec des OBS à 5 km de distance. Elle peut également s'expliquer par les différences de géométrie entre des profils 2D et 3D. Dans notre cas, en 3D, nous tenons réellement compte des rais qui se propagent dans toutes les directions, alors que la modélisation 2D fait une hypothèse selon laquelle les rais se propagent dans une seule direction.

Le réflecteur de la SF (*splay fault*) coïncide sur le modèle 2D (Fig.4.20b) avec l'iso-vitesse 5.5 km s^{-1} (d'après Gailler et al., 2007) et de la même manière la limite du butoir à faible gradient de vitesse coïncide sur nos coupes avec cette iso-vitesse de 5.5 km s^{-1} (Fig. 4.7 à 4.11 et Fig. 4.20a).

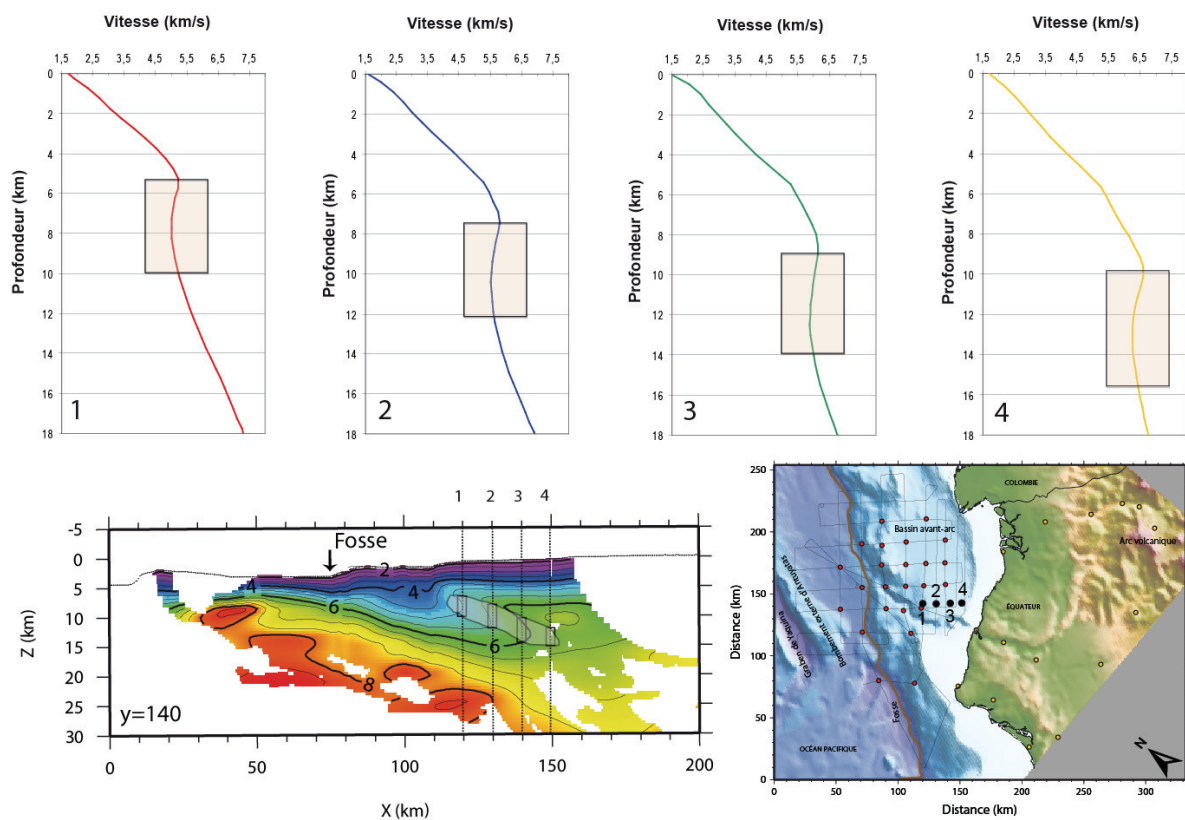


Figure 4.18. Lois de vitesses 1D extraites du modèle final en quatre points de la marge (points noirs sur la carte). Les points échantillonnés sont localisés à $Y = 140 \text{ km}$, entre $X = 120 \text{ km}$ et $X = 150 \text{ km}$, séparés de 10 km (courbes 1 à 4). Notez la présence d'une zone à faible vitesse (marqué par un rectangle sur les lois de vitesses 1D et sur la coupe verticale en bas) qui s'approfondit vers l'arc volcanique. Les profondeurs sont mesurées à partir du fond marin.

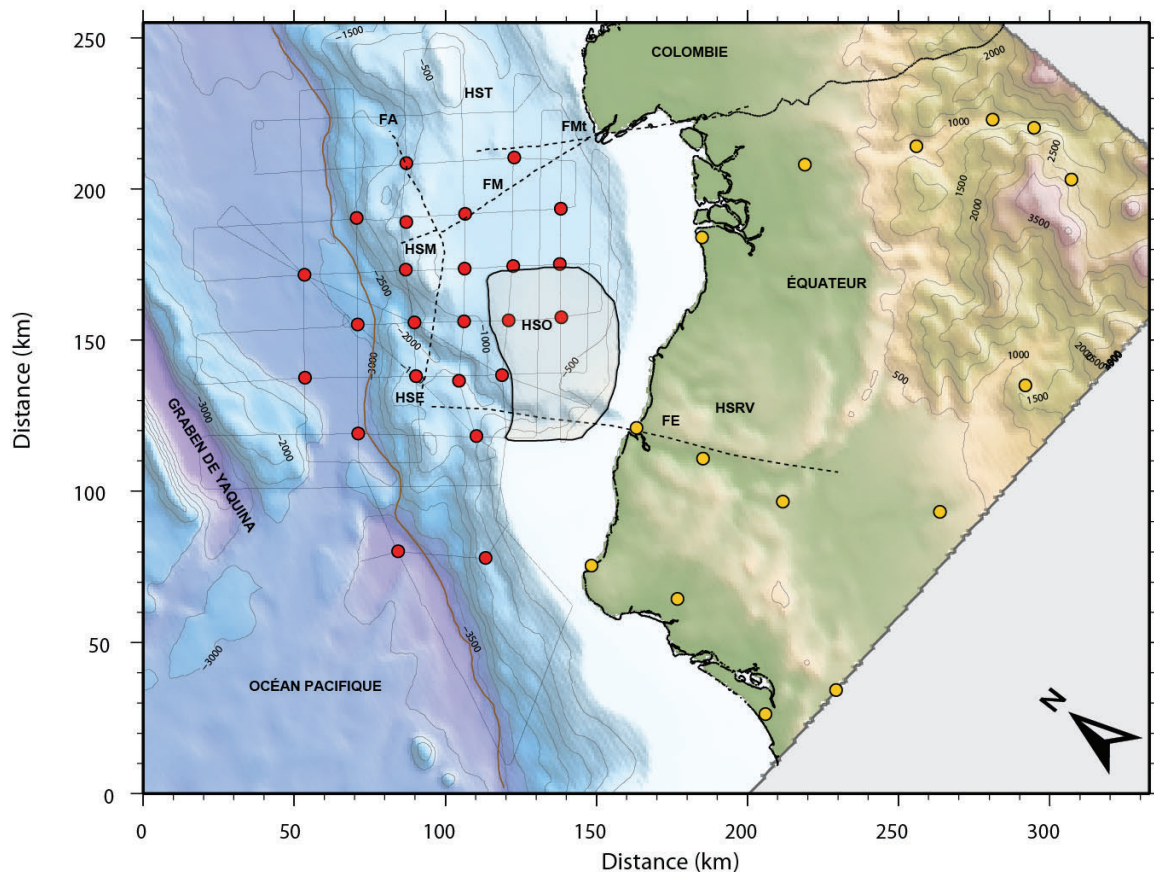


Figure 4.19. Localisation de la zone à faible vitesse identifiée à partir du modèle final de vitesse (zone avec le masque gris). L'extension de la zone à faible vitesse est déterminée à partir d'une analyse systématique des lois de vitesse 1D. Pour les abréviations voir légende de la Fig.4.13. FE: Faille d'Esmeraldas.

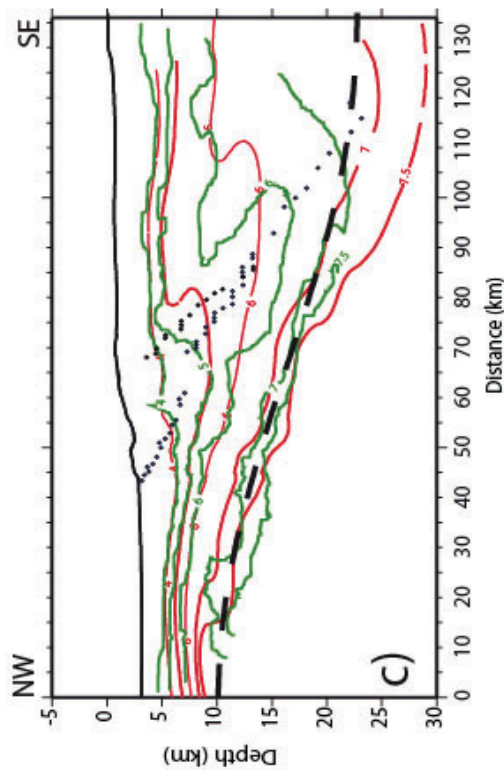
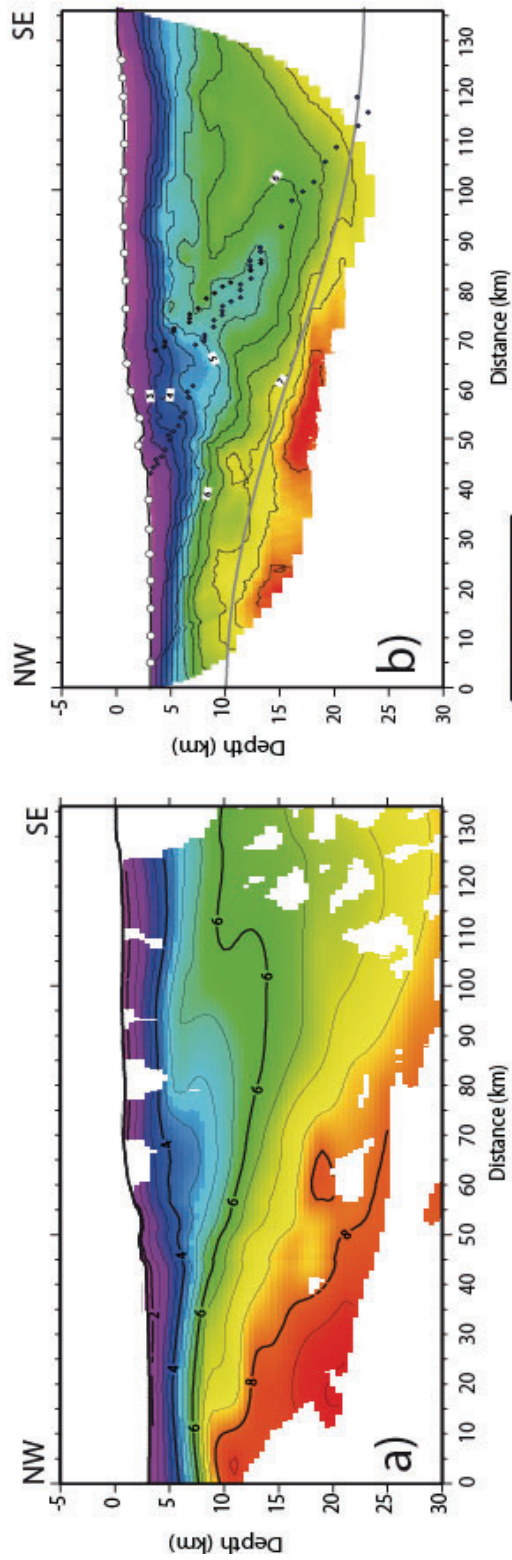
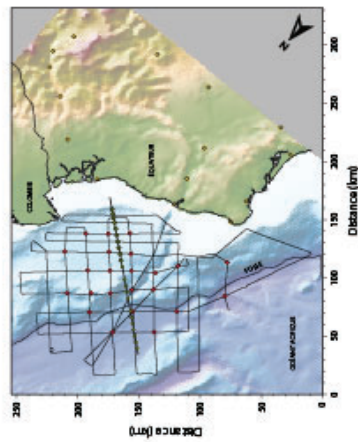


Figure 4.20. Comparaison entre le modèle de vitesse sismique obtenue par a) tomographie 3D des temps d'arrivées (cette étude) et b) le modèle obtenu par tomographie 2D (Gailler et al., 2007). Les iso-vitesses $< 4.0 \text{ km s}^{-1}$ montrent une remarquable coïncidence. À distances entre 67 km et 100 km, nous observons des différences significatives pour les iso-vitesses 5 km s^{-1} et 6 km s^{-1} , qui encadrent la zone à faible vitesse (ZfV). Sur le modèle 2D le toit de la ZfV coïncide avec le tracé d'une faille secondaire (points noirs). Les deux modèles montrent les iso-vitesses 7 km s^{-1} et 7.5 km s^{-1} très proches du tracé du Moho (ligne pointillée). Les cercles gris marquent le toit de la croûte océanique



5. DISCUSSION DES RÉSULTATS

Notre modèle 3D de vitesse de la zone de subduction à la frontière entre la Colombie et l'Équateur montre une plaque plongeante (plaque de Nazca) au niveau de la fosse d'épaisseur de 6 km – 8 km dont la croûte est "normale", sans irrégularités bathymétriques majeures, ni d'anomalies de vitesse de grande taille. Au contraire, le modèle de vitesse met en évidence une forte variabilité de la structure de la marge. La variation de la nature du butoir le long de la fosse et la présence d'une zone à faible vitesse uniquement au sud-ouest de notre zone d'étude sont les caractéristiques les plus remarquables de la plaque chevauchante. La segmentation de la marge et sa complexité tectonique se manifestent en profondeur sur le modèle de vitesse.

Notre modèle 3D de vitesse est en accord avec les modèles 2D de vitesse obtenus lors des campagnes géophysiques précédentes. Il permet d'avoir une vision tridimensionnelle des principales structures de la zone de subduction et apporte de nouveaux éléments au cadre géodynamique de la zone.

5.1. LA MARGE

La structure de vitesse de la marge montre que les premiers kilomètres sous le fond marin correspondent aux vitesses inférieures à 3.5 km s^{-1} qui sont associées à la séquence sédimentaire d'âge Eocène supérieur – Holocène (López Ramos, 2009; Marcaillou and Collot, 2008) de remplissage du bassin avant-arc. Comme nous l'avons indiqué dans le chapitre 4, les variations d'épaisseur de la séquence sédimentaire qui recouvre le socle de la marge sont visibles dans notre modèle de vitesse, malgré sa faible résolution dans les premiers kilomètres.

En dessous de la séquence sédimentaire, la croûte supérieure et inférieure de la marge sont caractérisées par de fortes vitesses sismiques, lesquelles peuvent être associées avec des vitesses d'une croûte océanique. La corrélation des profils MCS avec les colonnes stratigraphiques des forages de Remolino Grande, Majagua-1 et Río Verde (Fig. 5.1) montrent que la partie supérieure de la couche 1 du socle de la marge, sur laquelle repose le bassin avant-arc, peut être associée à deux méga-séquences (S2 et S1). La méga-séquence supérieure (S2) est constituée de basaltes à laves andésitiques et d'argiles à radiolaires, elle a été produite par la succession de deux événements volcaniques, d'âges Paléocène et Paléocène supérieur-Eocène inférieur. La méga-séquence S1 est composée par des séries de dolérites et de basaltes. Les données géochimiques et géochronologiques indiquent que les roches S1 représentent les fragments d'un plateau océanique pendant le Jurassique supérieur-Turonien (Formation Piñón) (López Ramos, 2009; Marcaillou et Collot, 2008; Agudelo et al., 2009). Les affleurements de roches d'une nature similaire au nord dans l'île de Gorgona, corroboreraient cette origine.

La marge colombo-équatorienne est le résultat d'une série d'accrétions et d'intense activité tectonique qui a agit de manière différente du nord au sud du bassin avant-arc. La structure de vitesse issue de notre modèle 3D montre une variation longitudinale de la structure de la

marge représentée par des changements de la nature du butoir et par la présence d'une zone à faible vitesse sismique en profondeur. Ces caractéristiques et leur relation avec la géodynamique de la région seront discutées dans les paragraphes suivants.

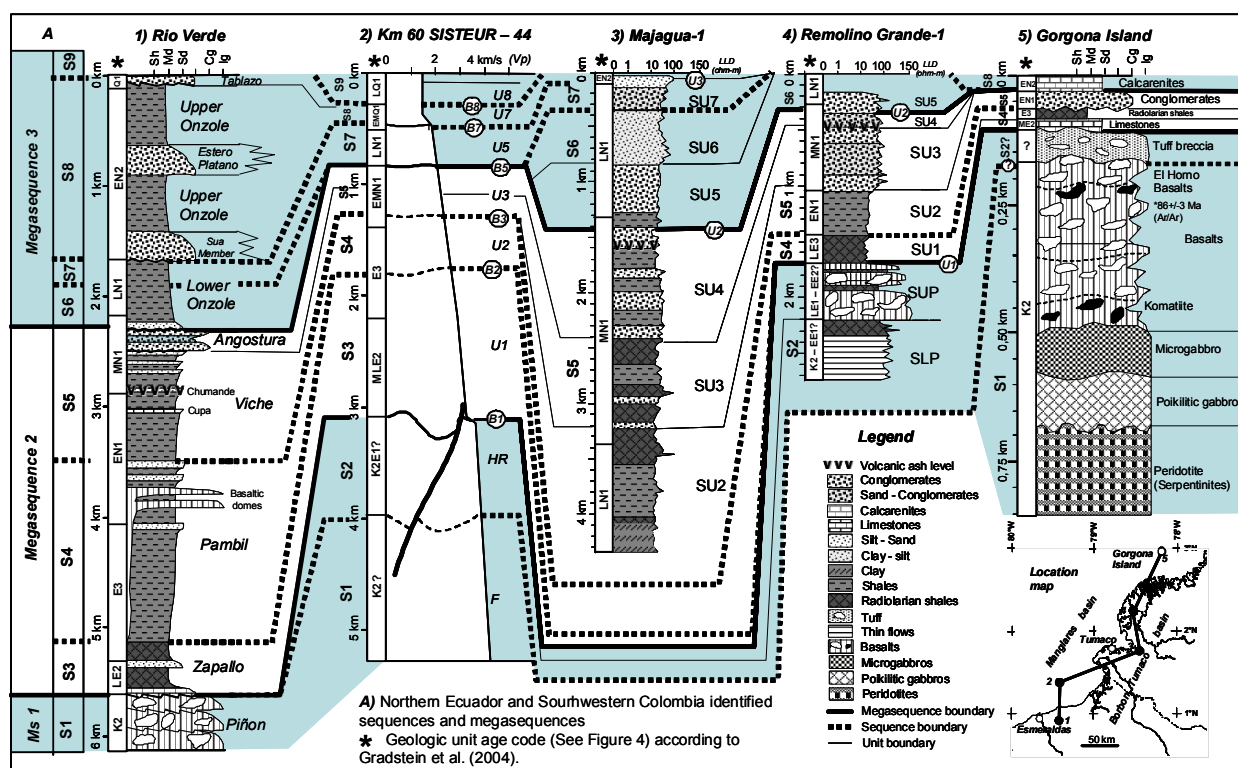


Figure 5.1. Corrélation stratigraphique entre les unités lithologiques identifiées dans la région d'Esmeraldas et Tumaco et les unités sismiques définies dans le bassin de Manglares. Les colonnes stratigraphiques sont localisées sur la carte selon leur numéro d'identification. D'après López Ramos (2009).

5.1.1. Le butoir

Le butoir est généralement défini comme la terminaison rigide de la marge chevauchante en direction de la fosse. Dans la zone de subduction entre la Colombie et l'Équateur, nous illustrons une variation latérale de ce butoir. Nous avons identifié des zones où le butoir présente un gradient de vitesse identique à celui de la marge, et une zone où le butoir est caractérisé par un faible gradient de vitesse (Voir §4.3.2.2.). Dans cette zone, le butoir est recouvert par une couverture sédimentaire ($V < 3.5 \text{ km s}^{-1}$). Ainsi on définit les limites butoir à faible vitesse, au nord-ouest par l'iso-vitesse 3.5 km s^{-1} , et au sud-est par le changement de profondeur de l'iso-vitesse 5.5 km s^{-1} (Fig. 4.16). Ainsi définie, l'extension du butoir à faible gradient de vitesse est de 100 km de longueur et 40 km de largeur. Son épaisseur est variable, elle augmente depuis la fosse, où elle atteint 2 km, jusqu'à un maximum de 6.5 km d'épaisseur à 35 km à l'est de la fosse au niveau du canyon d'Esmeraldas. À partir de ce point, il s'amincit graduellement vers le nord-est parallèlement à la fosse (Fig. 5.2d).

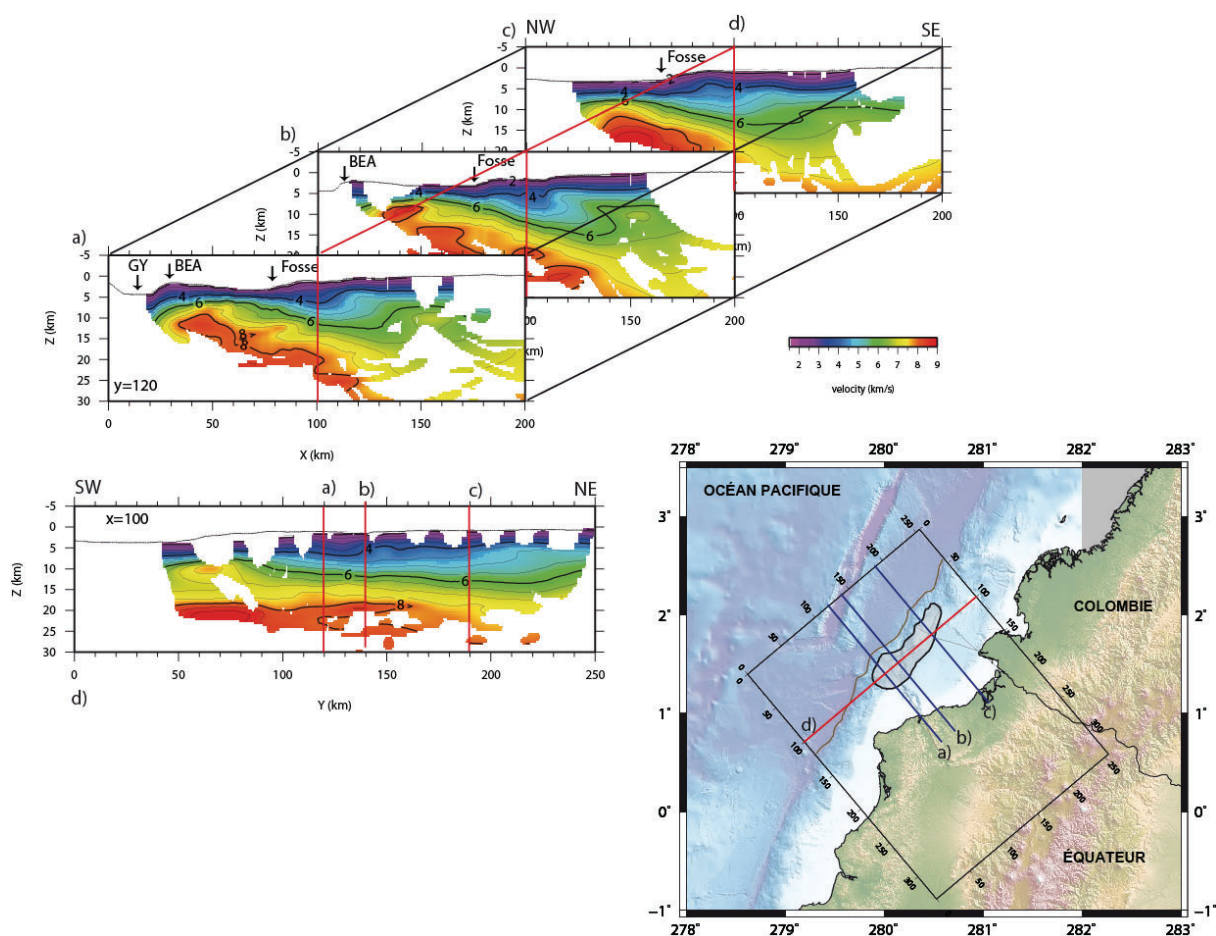


Figure 5.2. Coupes verticales montrant la variation de l'extension et de l'épaisseur du BFGV. Les trois coupes verticales perpendiculaires à la fosse (a à c) montrent comment la structure varie latéralement; la coupe d) parallèle à la fosse indique comment au niveau de canyon d'Esmeraldas le butoir à faible gradient de vitesse est plus épais. La carte indique la position de la boîte tomographique et des coupes.

Le butoir à faible gradient de vitesse (BFGV), défini dans notre étude, correspond à une structure décrite par ailleurs à partir de données bathymétriques, de réflectivité du fond marin et de MCS. Il a été nommé bloc frontal (Marcaillou, 2003), OBH (*outer basement high*) (Collot et al., 2004) ou encore OWB (*outer wedge basement*) (Collot et al., 2008; Agudelo et al., 2009) selon les auteurs. L'OBH est défini morphologiquement. C'est un relief bordant la fosse, qui comprend le haut structural de Manglares (MBH: Manglares high basement), la ride Same et au sud-ouest le haut structural d'Esmeraldas (Fig. 5.3) (Collot et al., sous presse). Il est limité par des failles crustales actives et il marque la limite vers le large du bassin avant-arc de Manglares (Marcaillou, 2003; Collot et al., 2004). L'extension longitudinale de l'OBH coïncide bien avec celle du BFGV (Fig. 5.3). Les différences de largeur, notamment dans la partie sud sont dues à la façon comme nous avons défini les limites: l'OBH correspond à une anomalie morphologique et nous considérons des iso-vitesses.

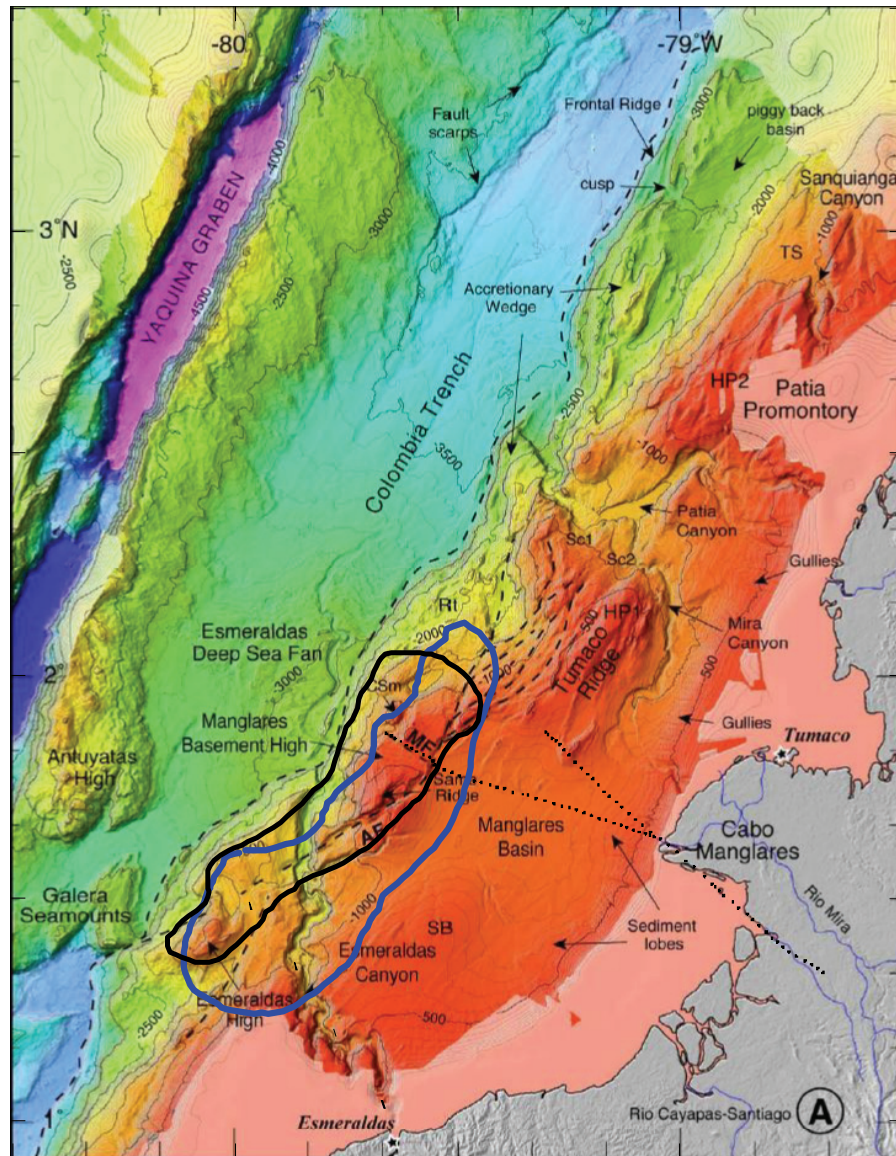


Figure 5.3. Localisation du butoir à faible vitesse (contour bleu) et de l'OBH (contour noir) (Collot et al., 2004) sur la carte bathymétrique détaillée (Modifié d'après Collot et al., sous presse). L'OBH défini à partir des données bathymétriques, et de MCS, a une bonne corrélation avec l'extension du butoir à faible gradient de vitesse.

À partir de la MCS, l'OBH est considéré comme un bloc crustal épais recouvert par une fine couche de sédiments. Il serait limité à la base par le décollement, et son épaisseur variable atteint 9 km à son maximum (Collot et al., 2004) (Fig. 5.4). Sur le profil SIS45, l'OBH est affecté par la faille d'Ancon, une faille verticale transpressive, responsable du soulèvement de la structure (Marcaillou, 2003 ; Collot et al., 2008). Plus au nord, le bloc est coupé par la faille de Manglares (Collot et al., 2008; Collot et al., sous presse). Dans sa partie septentrionale, l'OBH est limité vers l'est par une faille secondaire (*splay fault*, *SF*), qui lui donne en coupe une forme grossièrement triangulaire (Fig. 5.4) (Marcaillou, 2003; Gailler, 2005; Collot et al., 2004).

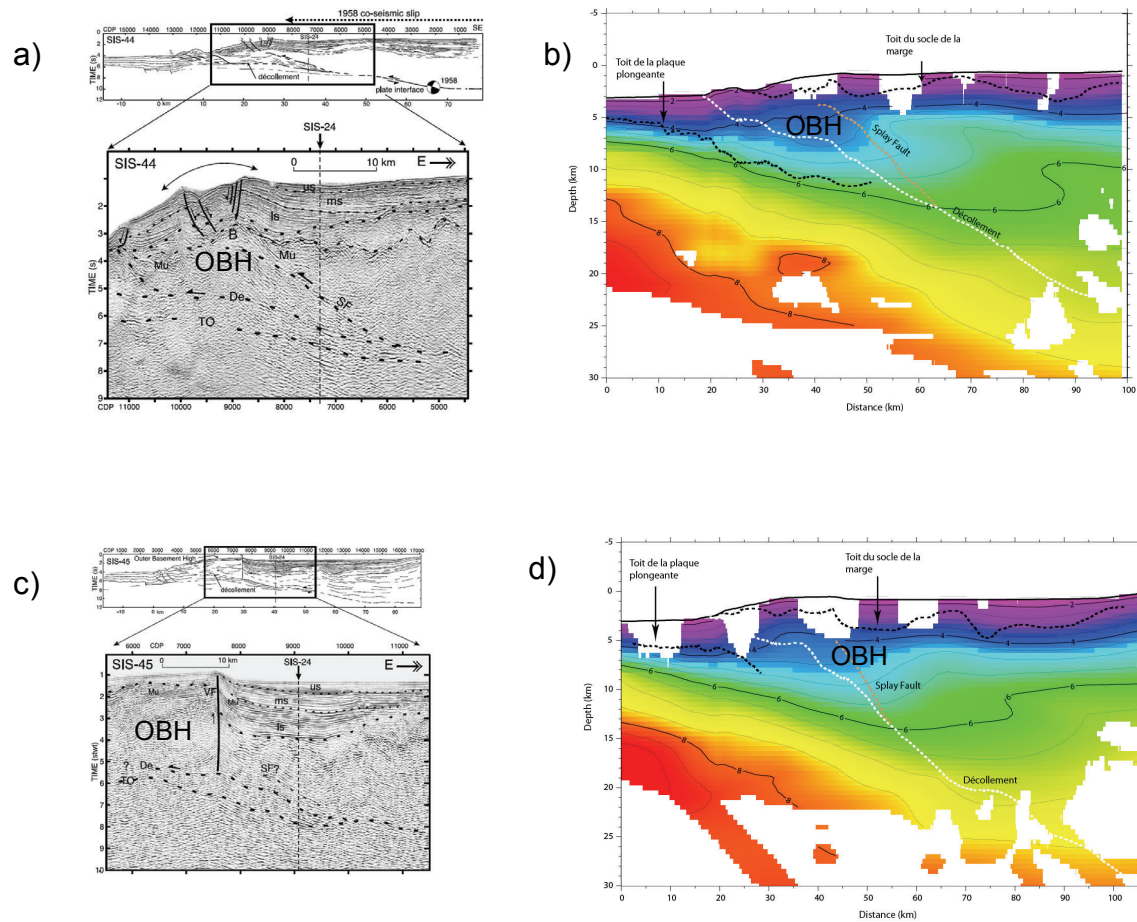


Figure 5.4. Détails de l'OBH (outer basement high) à travers les profils MCS SIS44 (a), et SIS45 (c). Cette structure est limitée par des failles crustales comme la SF (Faille secondaire) ou la VF (Faille verticale d'Ancon). Modifié d'après Collot et al. (2004). To: Toit de la plaque plongeante, De: Décollement, us: séquence sédimentaire supérieure, ms: séquence sédimentaire moyenne, ls: séquence sédimentaire inférieure. Sur le modèle de vitesse l'OBH correspond au butoir à faible gradient de vitesse (d et c).

Les vitesses sismiques à l'intérieur du BFGV varient entre 4 km s^{-1} au toit et 5.5 km s^{-1} à la base. À l'est de cette structure, les vitesses dans la marge sont plus élevées, de l'ordre de 6 km s^{-1} ce qui suggère des propriétés physiques différentes ou des roches de nature différente. Ce résultat est compatible avec le modèle de vitesse 2D obtenu par Gailler et al. (2007). Sur ce modèle, la superposition des réflecteurs de sismique verticale montre que le tracé d'une faille secondaire met en contact les roches de la marge, caractérisées par des vitesses sismiques de 5.0 km s^{-1} à 6.6 km s^{-1} , avec des roches présentant des vitesses et un gradient plus faible (4 km s^{-1} à 5 km s^{-1}). Dans le modèle de Collot et al. (2008) l'OBH est délimité par deux zones à faible vitesse (Fig. 4.9), la première liée à la présence de la faille secondaire et la deuxième au chenal de subduction qui serait la limite inférieure de la structure. La superposition du réflecteur sismique interprété comme la SF (Marcaillou, 2003; Collot et al., 2004), sur notre modèle de vitesse, montre que, malgré une résolution plus faible, le butoir à faible vitesse sismique semble délimité vers le sud-est par la faille secondaire SF (Fig. 4.8 et 4.10), par contre nous ne résolvons pas de zone à faible vitesse associée (Fig. 5.4).

L'origine de l'OBH n'a pas été complètement éclaircie. Les vitesses sismiques de ce bloc peuvent correspondre à une grande gamme de roches, depuis des roches sédimentaires jusqu'à des ignées basiques (Sjögren, 1984). Il pourrait s'agir, en se fondant sur sa géométrie et sa

position relative au socle de la marge, d'une unité sédimentaire sous-plaquée ou d'un prisme d'accrétion ancien, plus âgé que les sédiments avant-arc d'âge Eocène qui le recouvrent (Marcaillou and Collot, 2008; López, 2009). Néanmoins, la structure interne de l'OBH ne ressemble pas à celle d'un prisme d'accrétion typique (Collot et al., 2008; Agudelo et al., 2009).

Dans une autre hypothèse, ce bloc pourrait être un fragment de socle altéré par la percolation de fluides (Marcaillou, 2003). La présence d'une SF favoriserait l'altération tectonique par cisaillement, et la migration de fluides provenant du chenal de subduction (Collot et al., 2008). Dans une troisième hypothèse, l'OBH pourrait être simplement une région du socle ayant des propriétés pétrologiques différentes acquises lors de la formation du plateau océanique (Collot et al., 2008), ou d'un fragment de socle allochtone accrété à la marge le long de la SF (Marcaillou, 2003) lequel a subi une altération postérieure. Agudelo et al. (2009) suggèrent que l'existence d'un noyau de fortes vitesses dans le bloc frontal indiquerait qu'il s'agit d'un bloc de roches océaniques appartenant à un domaine pétrologiquement différent de celui du socle de la marge.

L'OBH et la SF sont des structures très importantes dans l'histoire récente de la zone. La SF conjointement avec une aspérité le long du contact interplaque semble avoir contrôlé la rupture sismogénique du séisme de 1958 (Collot et al., 2004; 2008). La zone de rupture de cet événement sismique s'est prolongé vers la mer jusqu'à la limite orientale de l'OBH (Collot et al., 2004). La Figure 5.5 montre effectivement que la limite orientale du BFGV coïncide avec la limite de propagation de la rupture du séisme de 1958. Ce bloc a pu se comporter comme un contrefort déformable lors de la propagation du glissement co-sismique, produisant une déformation et un soulèvement du bloc qui a pu générer le tsunami associé au séisme de 1958 (Collot et al., 2004).

5.1.2. La zone à plus faible vitesse

La marge au sud-ouest de notre zone d'étude, à 33 km à l'est de la fosse, est formée d'une zone à plus faible vitesse sismique (ZFV) laquelle s'étend sur 40 km de large et 60 km de long (Fig. 5.6, 5.7). Elle se situe au nord de la faille Esmeraldas, à l'est du butoir à faible gradient de vitesse, et au sud de la faille de Manglares, dans une zone qui a eu une histoire tectonique différente de celle de la zone située au nord des failles de Manglares et Mataje. Cette zone a connu un soulèvement lors des 2 derniers Ma (López, 2009). À l'ouest, le toit de la ZFV se localise à 5 km de profondeur, et à 10 km de profondeur vers l'est (Fig. 4.18), son épaisseur varie entre 2.5 km à l'ouest et 6.5 km à l'est.

Le toit de la ZFV est bien défini, néanmoins les vitesses à l'intérieur ne sont pas bien contraintes. Les Figures 5.8a et b montrent des coupes de gradients de vitesses le long des profils SIS42 et SIS44, mettant en évidence le toit de la ZFV et son étendue en profondeur.

La ZFV de la marge reflète probablement un changement de la nature, des propriétés physiques ou mécaniques de ses matériaux. Ce changement a pu être produit au moment de la formation de la marge ou lors d'une altération postérieure. Plusieurs hypothèses peuvent être émises sur la présence d'une ZFV. Nous parlerons dans un premier temps d'une origine possible au moment de la formation de la marge, puis nous verrons les processus postérieurs à sa formation qui peuvent expliquer la présence de cette ZFV.

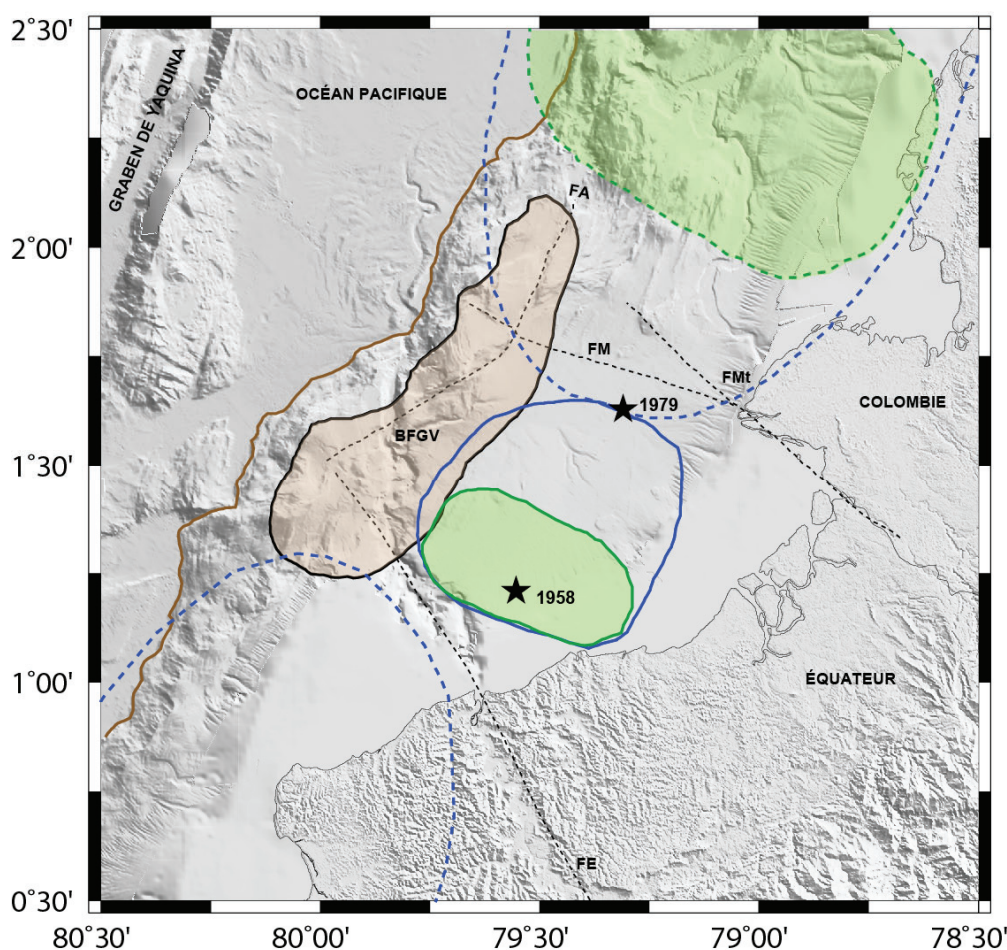


Figure 5.5. Localisation de la zone de rupture et de l'aspérité (ellipses bleu et vert, en continue) du séisme de 1958 (Kanamori and McNally, 1982; Beck and Ruff, 1984). Vers la mer la zone de ce séisme est limitée par le buttoir à faible gradient de vitesse (BFGV, zone avec le masque rose). Les ellipses pointillées représentent les zones de rupture des séismes de 1942 au sud, et de 1979 au nord du séisme de 1958, lesquelles limitent la zone de rupture de l'événement de 1958. Les étoiles noires indiquent les épicentres des séismes relocalisés par Mendoza et Dewey (1984).

Dans un premier temps, nous considérerons que la ZFV a une origine pétrologique différente du reste de la marge et serait un marqueur de la formation de la marge au large de l'Équateur.

La ZFV pourrait être une suture marquant une accréation ancienne. Toutefois, cette accréation a dû alors être anté-Eocène puisque la séquence sédimentaire située au-dessus repose sur un socle qui n'a pas été affecté tectoniquement depuis son dépôt (Marcaillou and Collot, 2008; López, 2009).

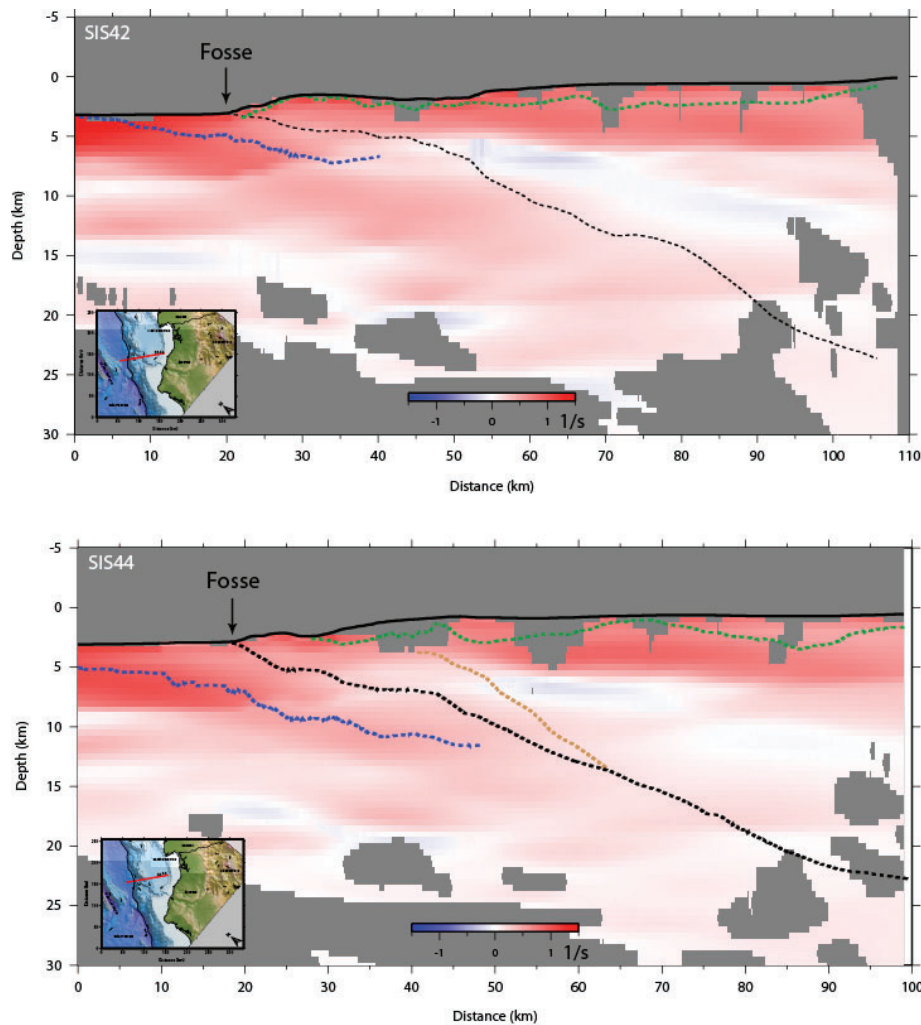
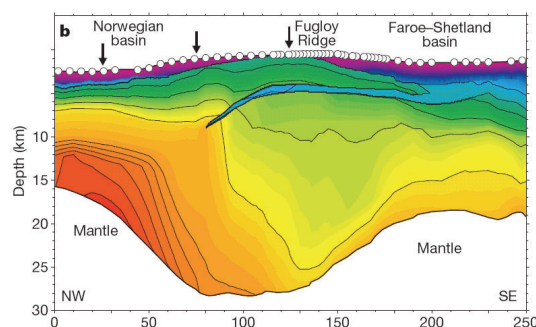


Figure 5.8. Gradient de vitesses le long des profils SIS42 et SIS 44. On voit au dessus du décollement le gradient négatif marquant le toit de la zone à faible vitesse. Les principaux réflecteurs interprétés de la MCS sont superposés aux profils, en noir le décollement, en marron la faille secondaire (*SF*), en bleu le toit de la plaque plongeante et en vert le toit du socle de la marge.

Cette ZFV pourrait également être associée à l'évolution tecto-magmatique lors de la mise en place de la croûte du plateau océanique qui sera ensuite accrétée à la bordure du continent sud-américain. Les modèles de vitesses dans les zones de dorsale océanique montrent des zones à faibles vitesses associées à la transition entre les facies intrusifs à extrusifs, comme cela a été documenté dans la région des îles Féroé dans l'Atlantique Nord (White et al., 2008) et la marge Gascoyne en Australie occidentale (Rey et al., 2008), où la présence de dykes et chambres magmatiques a été associées à une zone à faible vitesse de 1 km à 2 km d'épaisseur (Fig. 5.9). Cela pourrait expliquer la partie la plus superficielle de notre ZFV qui a une épaisseur de 2.5 km mais ce mécanisme semblerait difficilement pouvoir expliquer notre ZFV plus épaisse dans sa partie la plus profonde.



b)

a)

Figure 5.9. Modèle de vitesse dans le bassin océanique de Faroé (D'après White et al., 2008)

Une autre possibilité pourrait être l'intercalation de roches basiques avec des roches volcano-sédimentaires, qui vu par la tomographie montrerait des couches à zones à plus faible vitesse. Des forages couplés à l'imagerie de la sismique verticale ont montré que dans certaines régions (e.g. Norvégien bassin, Rohr, 2007) ce qui a été considéré comme le socle, est en réalité une couche basaltique qui recouvre une couche sédimentaire.

Sur la Cordillère Occidentale colombienne des affleurements jusqu'à 3 km d'épaisseur composés des groupes Dagua (composé de roches sédimentaires et méta-sédimentaires) et Diabásico (complexe ultrabasique) (IGAC-INGEOMINAS, 2006) pourraient refléter ce qui se passe en profondeur. Mais comme pour l'hypothèse précédente, l'épaisseur de la partie la plus profonde de la ZFV serait difficilement explicable.

Considérons maintenant la ZVF comme un marqueur de l'histoire récente de la région, lié à la subduction.

Il y a en effet deux arguments pour considérer que cette ZVF est en relation avec la subduction, d'une part sa position par rapport au chevauchement est plus ou moins constante et d'autre part elle coïncide avec une zone de la marge dont la topographie paraît surélevée.

Une zone à faible vitesse sismique (vitesse entre 6.4 km s^{-1} et 6.6 km s^{-1}) se situant au dessus du décollement, avec un angle très proche de celui du contact interplaque et ayant une épaisseur de 5 km à 8 km a été identifié dans la région des Cascades (Fig. 5.10). Cette ZFV coïncide également avec une zone de forte réflectivité (Fig. 5.10; Ramachandran et al., 2006; Calvert et al., 2006). Plusieurs hypothèses ont été émises pour expliquer cette zone à faible vitesse. Une de ces hypothèses est la présence de roches accrétées (Ramachandran et al., 2006) ou encore la présence de fluides venant des réactions de déshydratation du slab qui seraient piégés à cette profondeur.

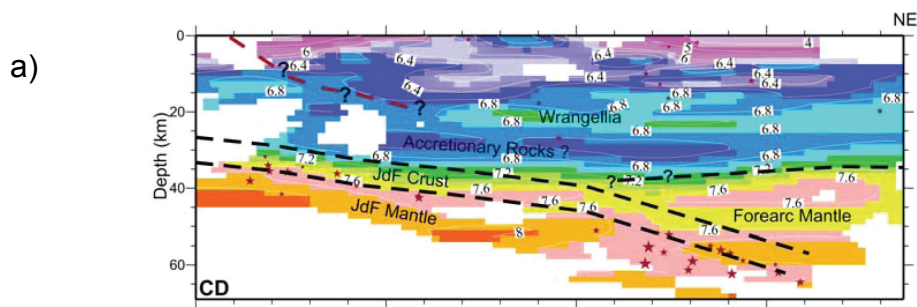


Figure 5.10. Coupes verticales perpendiculaires à la fosse dans le zone de subduction des Cascades. Une zone à plus faible vitesse est identifiée dans le modèle tomographie 3D obtenu par Ramachandran et al. (2006).

Dans la zone de subduction de Makran, Kopp et al. (2000) expliquent la présence d'une ZFV au dessus du décollement, au dessous de 5 km de profondeur, comme conséquence d'un sous-placage d'une épaisse couche de sédiments (Fig. 5.11). La subduction de Makran est caractérisée par un des plus gros prismes d'accrétion au monde, ce prisme atteint 7 km d'épaisseur. Il est peu probable qu'une telle épaisseur de sédiments soit rentrée en subduction au niveau de la marge équatorienne qui est érosive et cette hypothèse semble donc peu probable.

Figure 5.11. Structure de la zone de subduction de la marge de Makran. Une zone à faible vitesse est générée par la libération de fluides venant des sédiments sous-plaqués en profondeur (D'après Kopp et al., 2000).

Bangs et al. (2006) propose un modèle différent de sous-placage pour la subduction au Japon, au niveau de la fosse de Nankai, qui est également une subduction en accrétion. Ils proposent que le passage en subduction d'un mont sous-marin produit une érosion du prisme d'accrétion. A la suite du mont sous-marin, une lentille de sédiments rentrant en subduction, peut être sous-plaquée, le décollement sautant plus en profondeur sous les sédiments sous-plaqués (Fig. 5.12). Une image tomographique de ce processus pourrait montrer une zone de plus faible vitesse pour les sédiments sous-plaqués par rapport à la marge.

Figure 5.12. Modèle schématique de la séquence de subduction d'une ride et l'érosion tectonique résultante, d'après Bangs et al. (2006). La première figure de la séquence montre la position initiale du décollement et du enracinement des chevauchements. Après le passage en subduction de la ride, l'espace laissé par l'érosion tectonique est occupé par des sédiments sous-plaqués, le décollement se déplace dans une nouvelle position plus profonde que l'initiale, et la zone enracinement des chevauchements est localisée sous la couche de sédiments sous-plaqués.

Au niveau de la fosse au large de la ZFV, une succession de monts sous-marins se voient dans la bathymétrie, ce sont les monts sous-marins de Galera (Fig. 5.3). Nous pourrions supposer que la subduction antérieure de monts sous-marins est responsable de notre zone à faible vitesse. Cependant en considérant cette hypothèse, nous avons du mal à expliquer la position de notre ZFV beaucoup moins profonde que le décollement.

Une autre explication que l'on peut émettre serait la présence d'une accumulation de fluides venant de la plaque plongeante, percolant vers la surface mais se trouvant piégé à cet endroit. Dans le cas de la marge érosive du Chili, Sallarès et Ranero (2005) montrent la présence d'une zone à plus faible vitesse se situant à quelques kilomètres au dessus du décollement dans une configuration similaire à ce que l'on observe (Fig. 5.13). Ils expliquent cette zone à plus faible vitesse par la remontée des fluides du chenal de subduction qui restent piégés dans cette zone, ne pouvant pas traverser un détachement identifié sur les profils de sismique verticale.

Nous avons exploré plusieurs pistes pour expliquer la présence de cette zone à plus faible vitesse présente dans la marge. L'explication la plus satisfaisante nous paraît être la présence de fluides venant du chenal de subduction et percolant vers la surface, qui seraient piégés avant d'atteindre la surface. Dans notre cas, la sismique verticale ne montre pas un fort réflecteur qui pourrait correspondre au détachement de Sallarès et Ranero (2005). Ceci n'exclut pas une origine pétrologique différente au niveau de la zone à plus faible vitesse qui pourrait aussi jouer le rôle de barrière à la remontée des fluides en surface. López Ramos (2009) montre la remontée de fluides le long du chenal de subduction. D'après notre hypothèse, une partie des fluides suivrait le chenal de subduction et une autre partie percolerait à travers la marge. Comme dans le cas du Chili, il n'a pas été observé de sorties

de fluides au niveau de la marge dans notre zone, ce qui est aussi cohérent avec la présence d'une zone où les fluides resteraient piégés.

Figure 5.13. Modèle interprétatif de la structure tectonique de la marge au nord Chili, dans la zone de la péninsule de Mejillones. D'après Sallarès et Ranero, 2005.

5.1.3. Comparaison avec d'autres marges convergentes

Une comparaison de la marge Colombo-équatorienne avec d'autres marges construites par accrétiens de terrains allochtones océaniques montre que l'on retrouve des vitesses sismiques avec des valeurs comparables.

Le long de la marge des Cascades, à la frontière entre les Etats-Unis et le Canada, le dernier fragment de la plaque Farallon, la plaque Juan de Fuca subducte sous la plaque Amérique du Nord. La marge est formé d'un bloc accrété, appelé Crescent ou Siletz dans sa partie sud (Gerdom et al., 2000; Graindorge, 2002; Villaseñor et al., 2002). Le bloc Siletz (Fig.5.14a) est caractérisé par des vitesses sismiques, qui varient entre 4.5 km s^{-1} et 6.5 km s^{-1} à 60 km – 70 km de la fosse (dans notre modèle à la même distance à la fosse les vitesses varient entre 4 km s^{-1} et 6.5 km s^{-1}). Les analyses géochimiques des affleurements des roches de ce terrain suggèrent une composition de basaltes tholéïtiques et alcalins avec des intercalations de sédiments (Tréhu et al., 1994; Gerdom et al., 2000; Ramachadran et al., 2006).

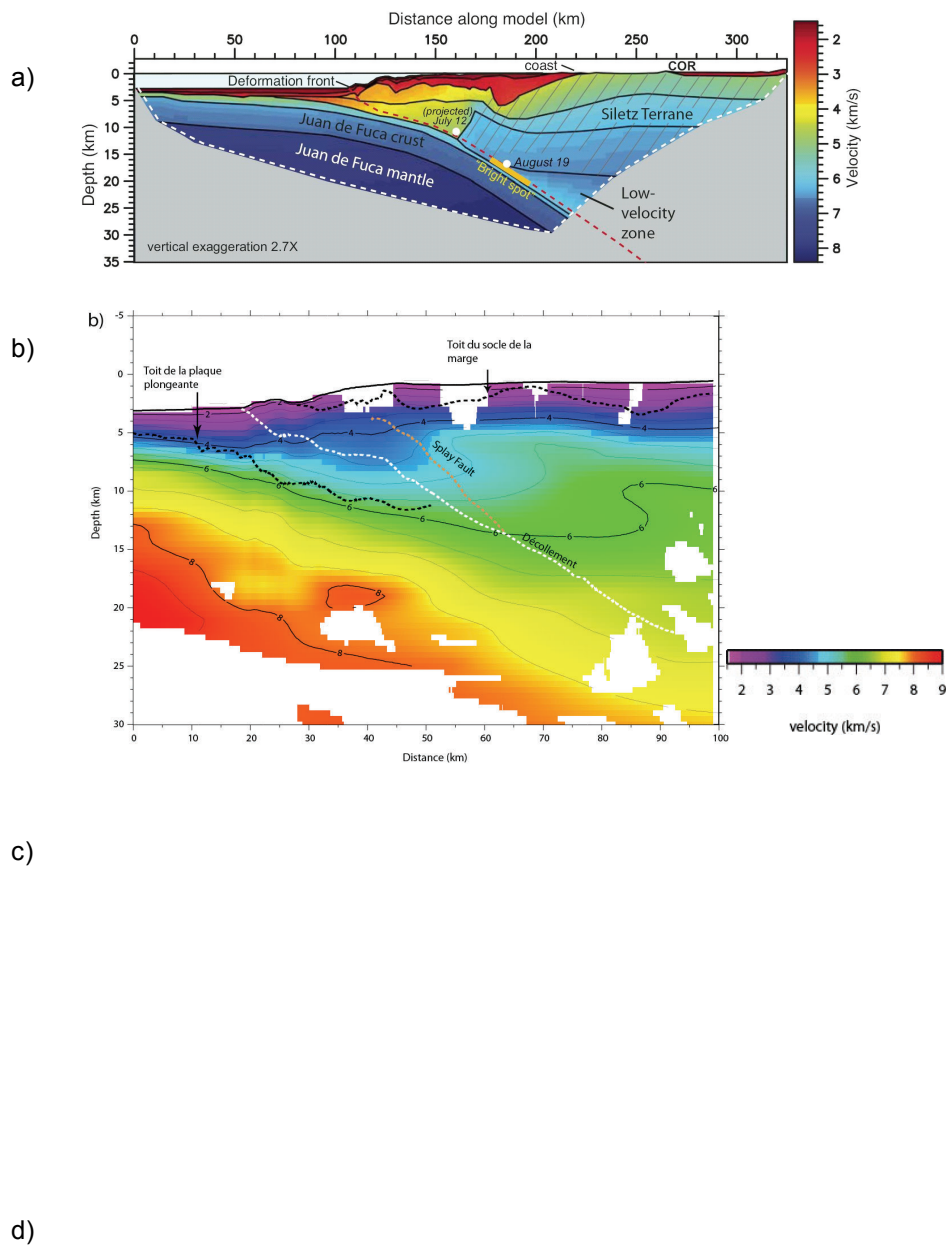


Figure 5.14. Comparaison entre différents modèles de vitesses des marges convergentes avec fortes vitesses sismiques et la structure de vitesse de la marge colombo – équatorienne (b). Ces quatre marges ont été construites par accrétiens de terrains allochtones. Modèle de vitesse de a) la zone de subduction de Cascadia – Oregon (Gersom et al., 2000; Tréhu et al., 2002), b) la marge colombo – équatorienne (cet étude), c) péninsule de Nicoya (Christeson et al., 1999) et d) la marge de Nankai (Takahashi et al., 2002).

La marge convergente de la péninsule de Nicoya au Costa Rica, où la plaque Cocos plonge sous le complexe ophiolitique Nicoya, montre aussi des valeurs de vitesse sismique proches de celles de la marge colombo – équatorienne. À 60 km – 70 km de la fosse, la marge a des vitesses de 4.85 km s^{-1} à 6.8 km s^{-1} (Fig. 5.14c; Christeson et al., 1999; 2000). Le complexe Nicoya est un terrain accréte à la marge, dont l'origine est probablement associée au Plateau Caraïbe. Ce complexe montre une variation significative de ces vitesses au niveau du butoir de la marge, qui est interprétée comme la conséquence d'une intense altération, fracturation et accréation (Christeson et al., 1999).

Une autre marge convergente est la subduction au Japon au niveau de la fosse de Nankai où les fortes vitesses de la marge peuvent être associées à la paléoride de Zenisu (Le Pichon et al., 1996). À Nankai, la marge est caractérisée par des vitesses sismiques qui oscillent entre 3.5 km s^{-1} – 4 km s^{-1} à 6.2 km s^{-1} – 6.4 km s^{-1} (Fig. 5.13d), associées à une origine volcanique ou océanique (Nakanishi et al., 1998; Dessa et al., 2004; Takahashi et al., 2002). Cette marge comme celle de la péninsule Nicoya et la marge colombo – équatorienne est le résultat de plusieurs accréations. Finalement, la zone de subduction des îles Shumagin en Alaska présente des vitesses sismiques similaires (3.5 km s^{-1} – 6.8 km s^{-1}) associées à des roches sédimentaires intercalées avec des roches volcaniques et basaltiques (Fliedner and Klemperer, 1999; 2000).

5.2. LA PLAQUE PLONGEANTE

Dans la zone de subduction Colombie-Équateur, le modèle 3D de vitesse montre que la plaque plongeante a une épaisseur "normale" pour une plaque océanique jeune, qui a entre 14 Ma et 22 Ma (Hardy, 1991). La plaque plongeante porte de grandes structures comme le graben de Yaquina, le bombement d'Antuyatas, et les monts sous-marins de Galera. Nous avons vu dans le chapitre 4 qu'elle a des vitesses sismiques caractéristiques des couches 1 à 3 d'une croûte océanique.

Comme nous l'avons déjà mentionné, l'approche tomographique ne nous permet pas d'établir la profondeur du réflecteur croûte-manteau, et nous avons décidé de prendre l'iso-vitesse 7.5 km s^{-1} comme localisation probable du Moho et ainsi regarder sa géométrie et déterminer les variations d'épaisseur de la plaque plongeante. Cette valeur a été choisie car cette iso-vitesse coïncide avec le Moho trouvé par Gailler et al. (2007) sur le profil 2D SAL06.

En considérant l'iso-vitesse 7.5 km s^{-1} et en superposant les réflecteurs interprétés comme le décollement et le toit de la plaque plongeante sur un profil parallèle à la fosse (Fig. 5.15), nous pouvons avoir une première idée de la variation latérale de l'épaisseur de la plaque plongeante. Nous voyons que la plaque Nazca a une épaisseur presque constante qui varie entre 6 km à 8 km au sud-ouest, entre les profils SIS42 et SIS45. Plus au nord-est, entre les profils SIS45 et SIS47, cette épaisseur varie avec un amincissement de la croûte de la plaque plongeante qui atteint la valeur de 5 km sous le profil SIS47. Nous observons parallèlement un épaississement de la couverture sédimentaire, qui se voit sur la sismique verticale. Néanmoins, la partie en profondeur plus au nord-est est à la limite de la résolution de notre boîte tomographique.

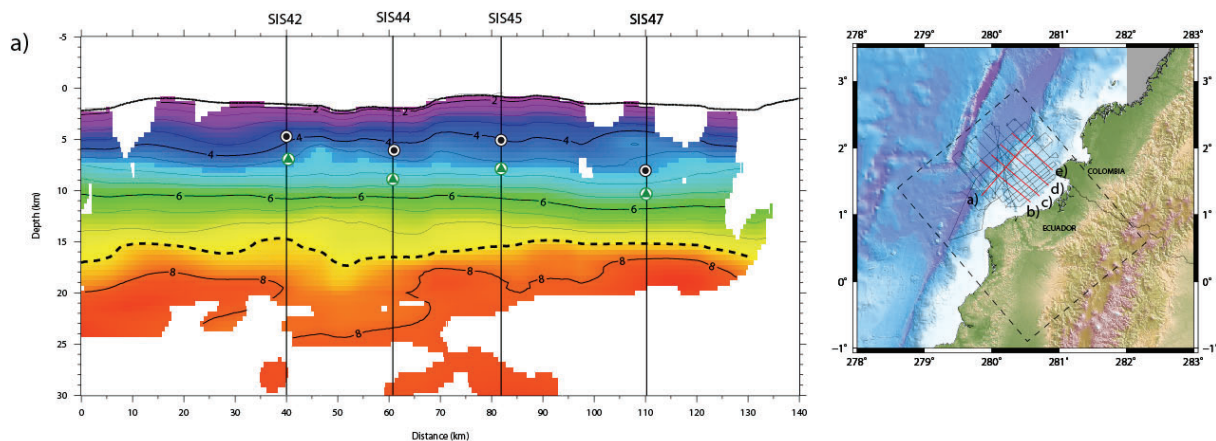


Figure 5.15. Coupe verticale parallèle à la fosse qui montre un amincissement de l'épaisseur de la plaque Nazca vers le NE. L'épaisseur est déterminé en superposant dans les point d'intersection des profils SISTEUR (b à e) sur lesquels sont représentés les réflecteurs interprétés comme le toit de la plaque plongeante (cercles avec triangles verts) et le décollement (cercles noirs), et l'iso-vitesse 7.5 km s^{-1} en ligne noir pointillée. La carte indique la position de ces profils.

Nous pouvons également regarder les variations de l'angle de la subduction en considérant les variations de profondeur de l'iso-vitesse 7.5 km/s en 3D. Une carte en courbes de niveau de l'iso-vitesse 7.5 km s^{-1} (Fig. 5.16) montre que le pendage semble changer entre le sud-ouest et le nord-est de notre zone d'étude. Ce changement de pendage semble se produire à 20 km de la fosse et montre une augmentation du pendage d'environ 8° . Ce que nous regardons ici ne reflète pas ce qui se passe au niveau du toit de la plaque plongeante mais seulement au niveau de son Moho. Ainsi un changement d'épaisseur de la croûte subduite pourrait se voir comme un changement de pendage du Moho. Vu l'amincissement vers le nord-est de la croûte de la plaque plongeante, on devrait voir un pendage du Moho moins fort vers le nord-est. Or, nous observons l'inverse. Il n'y a donc pas de relation entre les deux et le changement de pendage du Moho est vraiment un changement de pendage de la plaque plongeante. Celui-ci reste cependant faible.

Les valeurs de l'angle de subduction sont cohérentes avec l'angle du plan de Wadati-Benioff estimé plus au sud par Pontoise et Monfret (2003), Pedraza-García et al. (2007) et Manchuel et al. (en préparation).

5.3. LE SÉISME DE 1958

Le long de la zone de subduction de l'Amérique du Sud, les grands séismes de subduction ont lieu dans des contextes géodynamiques variés. Cependant une caractéristique commune entre ces grands séismes de subduction est la présence d'une segmentation sismique. À la frontière entre la Colombie et l'Équateur la séquence de séismes de subduction du siècle dernier, décrite dans le premier chapitre de ce travail, est un exemple de cette segmentation. La structure de la zone de subduction, c'est-à-dire la nature et la structure de la plaque plongeante et de la plaque chevauchante peuvent être à l'origine d'une segmentation du comportement sismique de la marge. Ces deux facteurs ont une influence sur la zone sismogène (Bilek, 2009) et peuvent contrôler la dimension de la zone de rupture des séismes. En Colombie-Equateur, Collot et al. (2004) ont proposé que l'extension des zones de rupture des trois séismes de 1942, 1958 et 1979 est liée, au moins en partie, aux hétérogénéités présentes dans la marge. Certaines structures, comme les failles d'Esmeraldas et de Manglares, jouant le rôle de barrière à la rupture sismique.

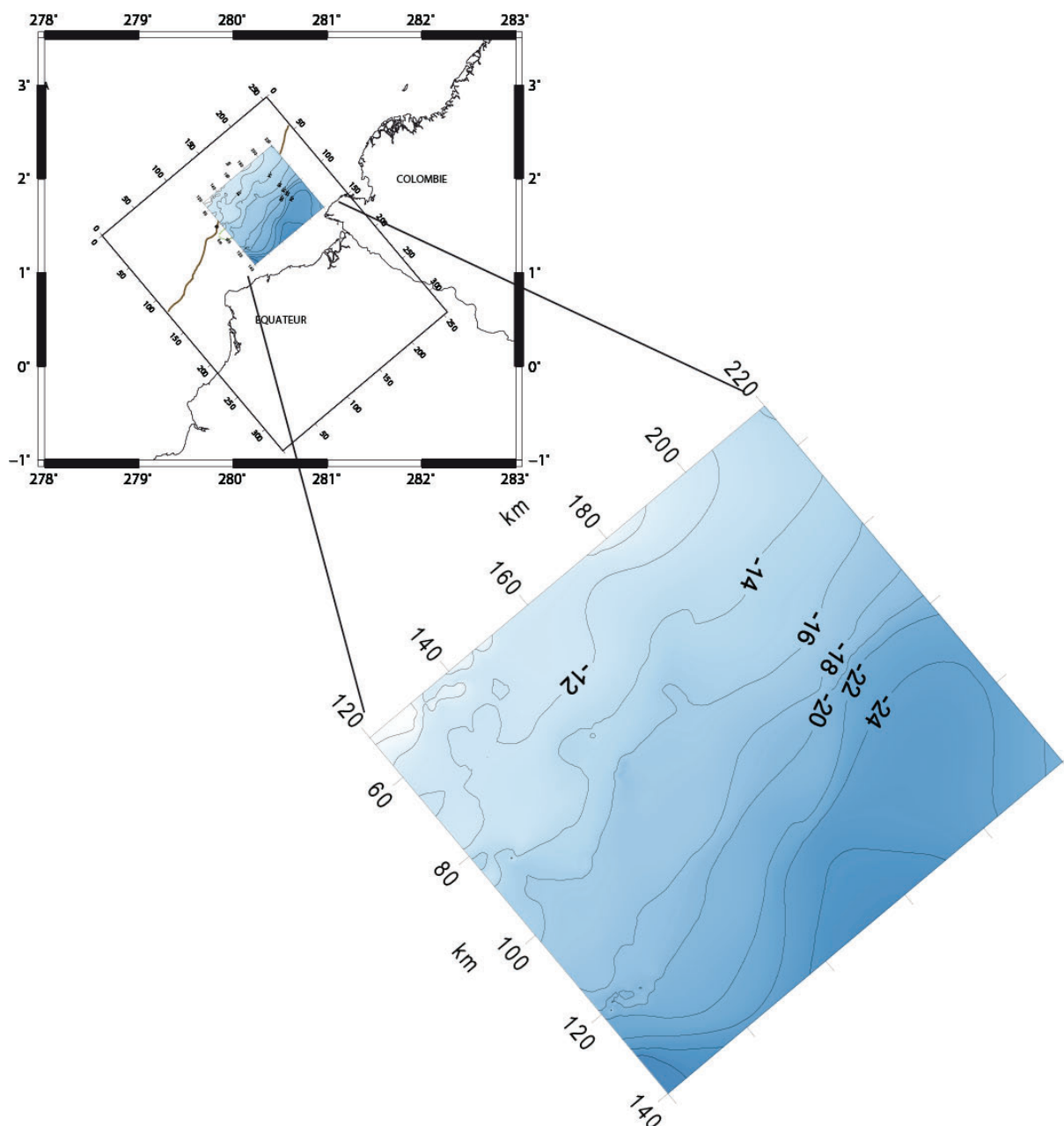


Figure 5.16. Carte en courbes de niveau de l'iso-vitesse 7.5 km s^{-1} de la plaque Nazca. La carte (en coordonnées UTM local) montre un changement du pendage du Moho. La carte en haut montre la position en coordonnées géographiques.

Nous discutons par la suite les structures que nous observons grâce à la tomographie par rapport à la zone d'aspérité et la zone de rupture du séisme de 1958. Il ne faut pas oublier que l'étude des séismes de 1942 et 1958 reste limitée par le réseau sismique existant à cette époque. De même, la géométrie des structures que nous observons en tomographie est limitée à la taille de notre maillage tomographique et à la résolution de l'inversion. Prenant en considération ceci, nous pouvons faire les remarques suivantes.

Nous pouvons relier certaines structures, identifiées à partir de notre modèle 3D de vitesse, à des caractéristiques du séisme de 1958 et 1942. Vers le sud, la faille Esmeraldas semble jouer un rôle important dans la dynamique de la région puisqu'elle limite les zones de rupture des séismes de 1942 et 1958, et elle semble limiter également la zone à faible vitesse ZFV (Fig. 5.17). Vers le nord, les failles de Manglares et de Mataje, qui limitent les zones de rupture

des séismes de 1958 et 1979 (Collot et al., 2004), marquent un changement dans le style de déformation (Marcaillou, 2003; López, 2009), cette zone est caractérisée par une augmentation de l'épaisseur de la couverture sédimentaire. En profondeur, nous n'observons aucune caractéristique liée à ces failles mais nous sommes en limite de résolution de notre zone d'étude.

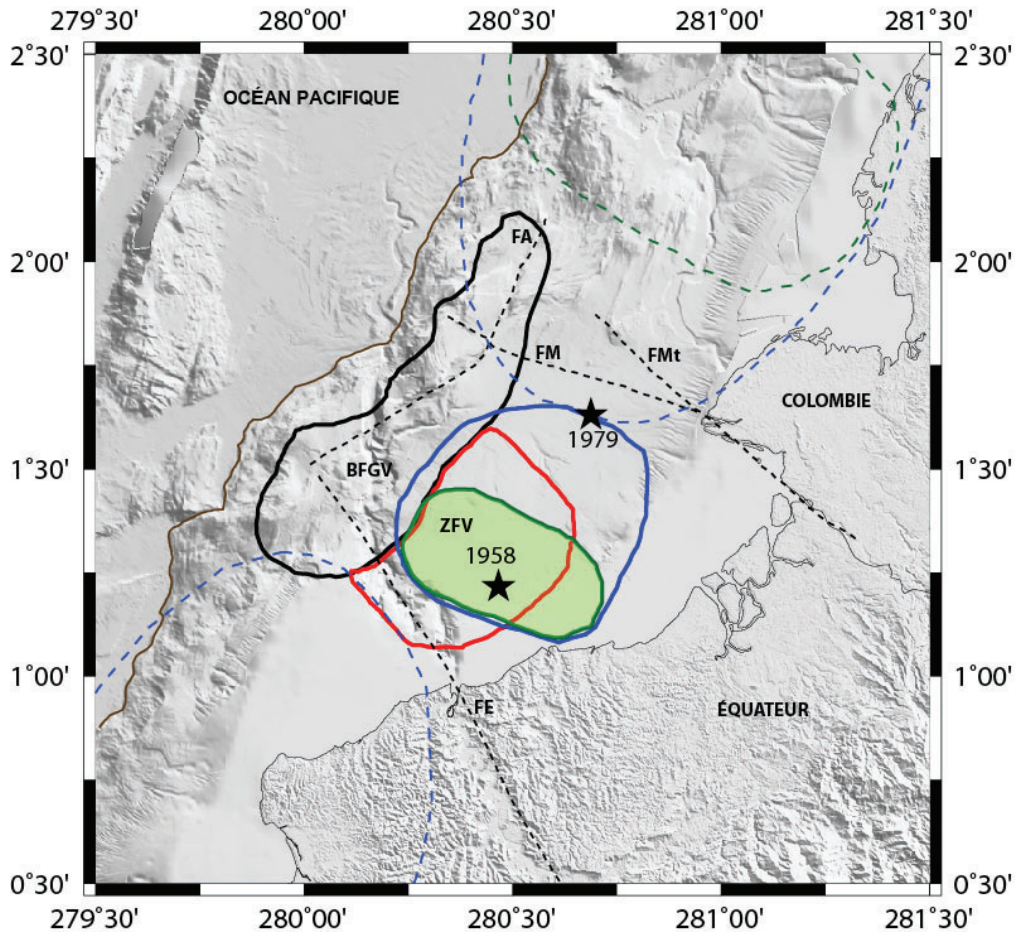


Figure 5.17. Localisation de la zone de rupture et de l'aspérité (ellipses bleu et vert, en continu) du séisme de 1958 (Kanamori and McNally, 1982; Beck and Ruff, 1984) par rapport aux principales structures déterminées dans le modèle de vitesse. Vers la fosse, la zone de rupture de ce séisme est limitée par le butoir à faible gradient de vitesse (BFGV, contour noir). Les ellipses pointillées représentent les zones de rupture des séismes de 1942 au sud, et de 1979 au nord. Les étoiles noires indiquent les épicentres des séismes relocalisés par Mendoza et Dewey (1984).

La limite occidentale de la zone de rupture du séisme de 1958 coïncide avec la présence du butoir à faible gradient vitesse. La limite orientale du butoir est d'après Collot et al. (2004) une faille secondaire le long de laquelle se propagerait la rupture. Le butoir tel que nous l'imaginons est présent au nord-est et sud-ouest de la zone de rupture de 1958. Il pourrait aussi avoir joué un rôle dans la propagation du séisme de 1942 mais ne semble pas avoir eu une influence sur la zone de rupture du séisme de 1979.

La zone à faible vitesse que nous observons, se situe en partie dans la zone d'aspérité du séisme de 1958. Nous pouvons nous demander si une partie des fluides qui seraient responsable de son existence n'aurait pas été relâché après le séisme de 1958, raison de leur présence seulement dans cette zone et pas plus au nord-est ou au sud-ouest. Husen et al.

(2000) montrent une possible migration des fluides du chenal de subduction vers la plaque chevauchante après le séisme d'Antofagasta au Chili en 1995.

5.4. MODÈLE CONCEPTUEL

La Figure 5.18 montre un modèle conceptuel de la marge qui résulte de l'intégration des résultats obtenus à partir de notre modèle de vitesse 3D avec les résultats des études précédentes, notamment celles de Marcaillou (2003), Marcaillou et al. (2006), Gailler et al. (2007), Collot et al. (2008), Agudelo et al. (2009) et López Ramos (2009). Cette coupe synthétise l'ensemble des processus qui pourraient expliquer la présence des deux structures les plus remarquables de la marge le butoir à faible gradient de vitesse (BFGV) et la zone à faible vitesse (ZFV).

Dans cette zone la plaque océanique Nazca dont l'épaisseur est standard, plonge sous la plaque Amérique du Sud produisant une marge convergente en érosion. Les sédiments portés par la plaque océanique sont entraînés dans la zone de subduction ce qui se traduit par l'absence de prisme d'accrétion et l'existence d'un chenal de subduction interprété à partir de la MCS. Ces sédiments, peu consolidés, subissent compaction lors de leur enfouissement le long de la zone de contact entre les plaques. Cette compaction entraîne l'expulsion des fluides sédimentaires qui en surpression, pourraient par hydrofracturation contribuer à l'érosion basale de la marge et migreraient à travers le décollement et la partie frontale de la marge. Ce phénomène, illustré dans la région de la marge du Golfe de Guayaquil par Calahorrano et al. (2008) pourrait expliquer l'origine du BFGV: la percolation et la migration des fluides à travers la partie frontale de la marge contribuant, avec les déformations tectoniques à la fracturation et à l'altération de cette zone expliquant les faibles vitesses sismiques observées.

Plus profondément, pour des températures supérieures à 150°C, des fluides peuvent être libérés par les processus de déshydratation et de métamorphisme affectant le chenal de subduction mais aussi l'ensemble de la croûte océanique de la plaque plongeante. La ZFV observée dans notre modèle pourrait être expliquée par le piégeage de ces fluides percolant à travers la marge, par une hétérogénéité de cette dernière. L'origine de cette hétérogénéité, qui agit comme une barrière, pourrait être pétrologique au moment de formation des roches de la marge ou structurale, mais nous n'avons aucune information précise pour établir sa nature.

Une autre hypothèse pour expliquer la ZFV serait que les fluides ont été libérés au cours de la phase post-sismique du séisme de 1958. Cette hypothèse dans une certaine mesure supportée pour la coïncidence de l'extension de la ZFV et la zone de rupture du séisme de 1958.

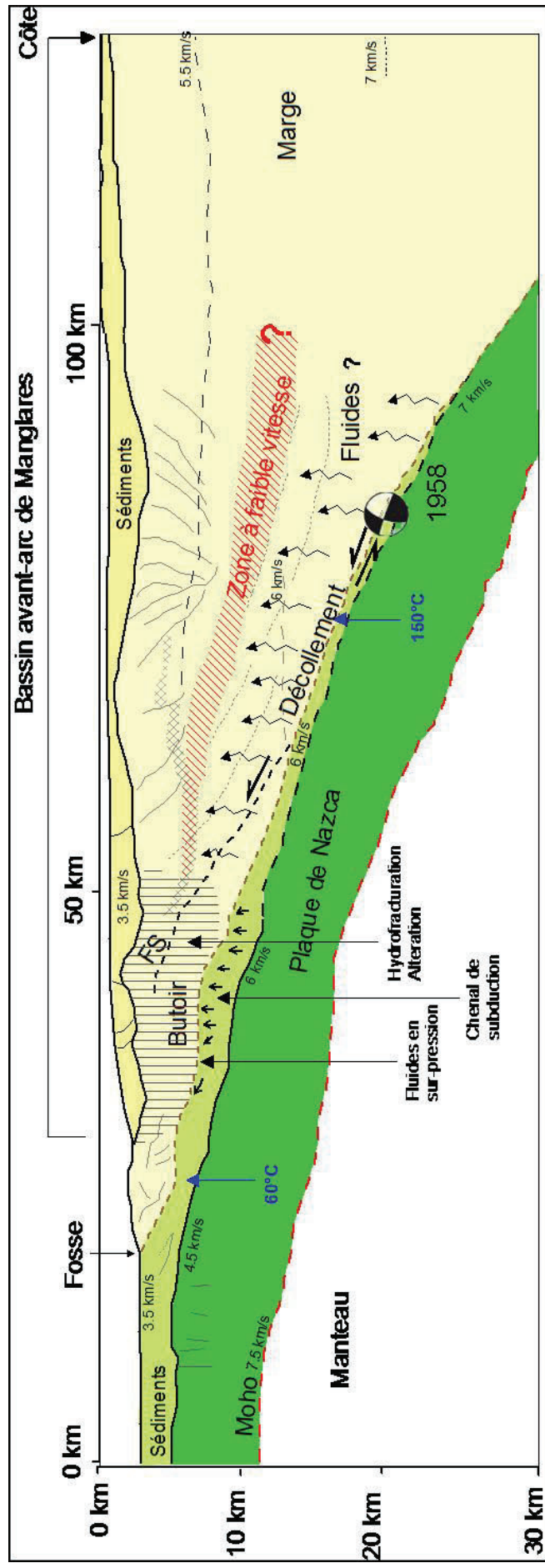


Figure 5.18. Modèle conceptuel de la structure de la zone de subduction à la frontière Colombie-Équateur, au niveau du canyon Esmeraldas. Cette modèle est le résultat de l'intégration de notre modèle 3D de vitesse avec des informations des études développées par Marcaillou et al. (2003), Marcaillou et al. (2006), Gailler et al. (2007), Collot et al. (2008), Agudelo et al. (2009) et López Ramos (2009). Le mécanisme foyer a été pris de Swenson and Beck (1996).

CONCLUSIONS

À partir de l'inversion des temps de premières arrivées pointées sur 23 OBS et 15 stations à terre, nous avons obtenu le premier modèle de vitesse 3D de la zone de subduction à la frontière entre la Colombie et l'Équateur. Cette tomographie 3D nous permet d'imager les structures de la subduction de la plaque Nazca sous la plaque Amérique du Sud.

La plaque plongeante (plaque Nazca) semble avoir une épaisseur "typique" d'une croûte océanique d'environ 6 km – 8 km d'épaisseur. Elle s'amincit au nord-est de notre zone d'étude pour atteindre l'épaisseur de 5 km. Elle est recouverte d'une couche de sédiments de vitesse sismique $< 3.5 \text{ km s}^{-1}$, peu épaisse ($\sim 2\text{-}3 \text{ km}$) caractéristique d'une marge en érosion. La croûte océanique imagée est composée de deux couches qui correspondent aux couches 2 et 3. En profondeur, en superposant le décollement vu par la sismique verticale sur notre modèle de vitesse, nous observons une augmentation de la vitesse sismique de la partie supérieure de la plaque plongeante, conséquence probable de la fermeture des pores, de la déshydratation et des changements minéralogiques.

En supposant que l'iso-vitesse 7.5 km s^{-1} représente la position en profondeur du Moho de la plaque plongeante, nous imageons un changement de pendage de ce Moho qui augmente au nord-est de notre zone d'étude. Ce changement de profondeur du Moho ne peut pas être la conséquence d'un épaissement de la croûte, car au contraire nous mettons en évidence un amincissement à cet endroit. Il pourrait traduire une variation de la flexure de la plaque au voisinage de son entrée en subduction.

La croûte de la marge se compose également de deux couches ayant des vitesses de 3.5 km s^{-1} à 5.4 km s^{-1} puis de 5.4 km s^{-1} à 7.0 km s^{-1} à 20 km de profondeur, vitesses qui illustrent bien la nature océanique du bloc nord andin. La marge est recouverte d'une couche sédimentaire dont nous déterminons l'épaisseur grâce à l'iso-vitesse $3.5\text{-}4.5 \text{ km s}^{-1}$. L'épaisseur sédimentaire atteint 4 km dans le bassin avant-arc de Manglares qui se développe depuis l'Eocène. Nous imageons bien les deux dépôt-centres de ce bassin avant-arc.

Nous avons pu imaginer en 3D la zone du butoir (OBH) imagé en 2D par Collot et al. (2004). Ce butoir s'étend sur 100 km le long de la fosse et sur 40 km de large. Il est caractérisé par des vitesses sismiques inférieures à 5.5 km s^{-1} et un gradient de vitesse vertical faible. Il peut correspondre à une zone altérée de la marge par fracturation et percolation de fluides comme cela a été décrit dans la marge des Cascades (Ramachandran et al., 2006) et au Costa Rica (Christeson et al., 1999). La zone de rupture du séisme de 1958 vient se terminer au niveau de la limite orientale du butoir. Cette limite du butoir correspond une faille secondaire le long de laquelle la rupture du séisme de 1958 se propagerait (Collot et al., 2004). Le butoir pourrait se déformer plastiquement et la rupture sismique s'amortir au front de la marge.

Nous imageons une zone à plus faible vitesse dans la marge. Cette zone est limitée au sud par la faille d'Esmeraldas, du côté océanique par le butoir et au nord par la bordure sud du bassin de Manglares. En profondeur, cette ZFV a un pendage vers le sud-est avec un pendage plus

faible que le décollement et elle s'épaissit en s'approfondissant. Elle coïncide grossièrement avec la zone de rupture du séisme de 1958. L'interprétation qui nous paraît la plus convaincante est que cette ZFV correspondrait à des fluides percolant du chenal de subduction à travers la marge et qui serait piégés par une hétérogénéité dans la marge. La ZFV étant centrée sur la zone de rupture du séisme de 1958, nous pourrions imaginer que ces fluides ont été libérés dans la phase post-sismique du séisme.

Un complément à cette étude avec nos données qui apporterait des informations supplémentaires serait une modélisation 3D des réfléchies grand-angle. Analyser les phases S que nous observons sur les composantes horizontales de nos OBS, permettrait de préciser la nature des roches et/ou la présence de fluides: serpentinitisation, La localisation de la sismicité dans cette zone apportera également une idée des contraintes dans la marge (travaux en cours de K. Manchuel). Une inversion simultanée des séismes et des données de sismique active permettrait d'améliorer l'image tomographique que nous avons obtenue.

BIBLIOGRAPHIE

AGUDELO, W., 2001. La marge convergente sud-ouest colombienne : Structure et déformation à partir des données de sismique multitrace et grand-angle. 37 p. Rapport stage de recherche DEA: Dynamique de la lithosphère, des marges océaniques aux chaînes de montagnes: Université Pierre et Marie Curie.

AGUDELO, W., 2005. Imagerie sismique quantitative de la marge convergente d'Equateur-Colombie: Application des méthodes tomographiques aux données de sismique réflexion multitrace et réfraction-réflexion grand-angle des campagnes SISTEUR et SALIERI. 203 p. Thèse: Sciences de la Terre: Université Pierre et Marie Curie – Paris VI.

AGUDELO, W.; RIBODETTI, A.; COLLOT, J-Y.; OPERTO, S., 2009. Joint inversion of multichannel seismic reflection and wide-angle seismic data: Improved imaging and refined velocity model of the crustal structure of the north Ecuador – south Colombia convergent margin. *J. Geophys. Res.*, 114, B02306, doi:10.1029/2008JB005690.

ASPDEN, J.A.; LITHERLAND, M., 1992. The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205, p. 187-204.

BANGS, N.; GULICK, S.; SHIPLEY, T., 2006. Seamount subduction erosion the Nankai Trough and its potential impact on the seismogenic zone. *Geological Society of America*, v34, No.8, p. 701 – 704.

BARAZANGI, M; ISACKS, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, v4, p. 686-692.

BARCKHAUSEN, U.; RANERO, C.R.; VON HUENE, R.; CANDE, S.S.; ROESER, H.A., 2001. Revised tectonic Boundary in the Cocos plates off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models. *J. Geophys. Res.*, 106, p. 19207-19220.

BASSIN, C.; LASKE, G.; MASTERS, G., 2000. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America, *EOS Trans AGU*, 81, F897.

BECK, S.L., RUFF, L.J., 1984. The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: Evidence for the asperity model. *J. Geophys. Res.*, Vol. 89, B11: 9281-9291.

BILEK, S.L., 2007. Influence of subducting topography on earthquake rupture. Edited by Dixon, T., H.; Moore, J.C., *The seismogenic zone of subduction thrust faults*, Columbia University Press: New York, p. 123-146.

BILEK, S.L., 2009. Seismicity along the South American subduction zone: Review of large earthquakes, tsunamis, and subduction zone complexity. *Tectonophysics*, doi:10.1016, 13 p.

BYRNE, D.E.; DAVIS, D.M.; SYKES, L.R., 1988. Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics*, Vol. 7, No. 4, p. 833-857.

CALAHORRANO, A., 2005. Structure de la marge du golfe de Guayaquil (Équateur) et propriétés physiques du chenal de subduction, à partir de données de sismique marine réflexion et réfraction. 312 p. Thèse: Sciences de la Terre: Université Pierre et Marie Curie – Paris VI.

CALAHORRANO, A.; SALLARÈS, V.; COLLOT, J-Y.; SAGE, F.; RANERO, C.R., 2008. Nonlinear variations of the physical properties along the southern Ecuador subduction channel: Results from depth-migrated seismic data. *EPSL*, 267, p. 453-467.

CALVERT, A.J.; RAMACHANDRAN, K.; KAO, H.; FISHER, M.A., 2006. Local thickening of the Cascadia forearc crust and the origin of seismic reflectors in the uppermost mantle. *Tectonophysics*, 420, p. 175-188.

CASE, J.E.; DURAN, S.L.G.; LÓPEZ, A.; MOORE, W.R., 1971. Tectonic investigations on Western Colombia and Eastern Panama. *Geological Society of America Bulletin*, v82, p. 2685-2712.

CEDIEL, F.; SHAW, R.P.; CÁCERES, C., 2003. Tectonic assembly of the Northern Andean Block, en Bartolini, C.; Buffler, R.T.; Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 815-848.

CHARVIS, P., HELLO, Y., 2005. The new “Hippocampe” OBS and the French OBS Pool: International Workshop on Marine Technology and air guns. Vilanova I La Geltrú-Spain, p. 10-11.

CLOOS, M.; SHREVE, R.L., 1996. Shear-zone thickness and the seismicity of Chilean and Marianas type subduction zones. *Geology*, v24, No. 2, p. 107-112.

COLLOT, J-Y.; AGUDELO, W.; RIBODETTI, A.; MARCAILLOU, B., 2008. Origin of a crustal splay fault and its relation to the seismogenic zone and underplating at the erosional north Ecuador – south Colombia oceanic margin. *J. Geophys. Res.*, 113, B12102, 19 p.

COLLOT, J.-Y.; ALVARADO, A.; DUMONT, J.-F.; EISSEN, J.-P.; JOANNE, C.; LEBRUN, J.-F.; LEGONIDEC, Y.; LEWIS, T.; LOPEZ, E.; MARCAILLOU, B.; MARTINEZ, J.I.; MICHAUD, F.; MIGEON, S.; OGGIAN, S.; PAZMINO, A.; SANTANA, E.; SCHNEIDER, J.-L.; SOSSON, M.; SPENCE, G.; TORO, A.; AND WADA, I., 2005. The AMADEUS cruise, Ecuador – Colombia Feb 4th – March 9th 2005. 327p.

COLLOT, J.Y.; MARCAILLOU, B.; GUTSCHER, M.A.; CHARVIS, P.; AGUDELO, W.; MICHAUD, F., 2002. Correlations between crustal structures of the Northern Ecuador-Southern Colombia margin from MCS data, and rupture zones of 1942, 1958, 1979 great subduction earthquakes. ISAG, Toulouse.

COLLOT, J.Y.; MARCAILLOU, B.; SAGE, F.; MICHAUD, F.; AGUDELO, W.; CHARVIS, P.; GRAINDORGE, D.; GUTSCHER, M.A.; SPENCE, G., 2004. Are rupture

zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador – southwest Colombia margin. *J. Geophys. Res.*, 109, B11103, 14 p.

COLLOT, J-Y.; MICHAUD, F.; ALVARADO, A.; MARCAILLOU, B.; SOSSON, M.; RATZOV, G.; CALAHORRANO, A.; PAZMINO, A., sous press. An overview of the submarine morphology of the Ecuador – south Colombia convergent margin: implication for mass transfer and age of the Carnegie Ridge subduction. 30 p.

COLLOT, J-Y.; MIGEON, S.; SPENCE, G.; LEGONIDEC, Y.; MARCAILLOU, B.; SCHNEIDER, J-L.; MICHAUD, F.; ALVARADO, A.; LEBRUN, J-F.; SOSSON, M.; PAZMINO, A., 2005. Seafloor margin map helps in understanding subduction earthquakes, *Eos Trans. AGU*, 86(46), 464, doi:10.1029/2005EO460003.

CHRISTENSEN, N.I.; WEPFER, W.W.; BAUD, R.D., 1989. Seismic properties of sheeted dikes from Hole 504B, ODP Leg 111. Edited by Becker, K. and Sankai, H., et al., 1989. Proc. ODP, Sci Results, 111, p. 171-176.

CHRISTESON, G.L.; McINTOSH, K.D.; SHIPLEY, T.H.; FLUEH, E.R.; GOEDDE, H., 1999. Structure of the Costa Rica convergent margin, offshore Nicoya Peninsula. *J. Geophys. Res.*, 104, No. B11, p. 25443-25468.

CHRISTESON, G.L.; McINTOSH, K.D.; SHIPLEY, T.H.; 2000. Seismic attenuation in the Costa Rica margin wedge: amplitude modeling of ocean bottom hydrophone data. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 179, p.391-405.

DALY, M.C., 1989. Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics*, v8, No. 4, p. 769-790.

DESSA, J-X.; OPERTO, S.; KODAIRA, A.; NAKANISHI, A.; PASCAL, G.; UHIRA, K; KANEDA, Y., 2004. Deep seismic imaging of the Eastern Nankai trough, Japan, from multifold ocean bottom seismometer data by combined travel time tomography and prestack depth migration. *J. Geophys. Res.*, 109, B02111, doi:10.1029/2003JB002689.

DETRICK, C; COLLINS, J.; STEPHEN, R; SWIFT, S., 1994. In situ evidence for the nature of the Layer2/3 boundary in oceanic crust. *Nature*, 370, p. 288-290.

DIXON, T.H.; MOORE, J.C., 2007. The seismogenic zone of subduction thrust faults: Introduction. Edited by Dixon, T., H.; Moore, J.C., The seismogenic zone of subduction thrust faults, Columbia University Press: New York, p. 1-14.

DUMONT, J.F.; SANTANA, E.; VALDEZ, F.; TIHAY, J.P.; USSELMAN, P.; ITURRALDE, D.; NAVARRETE, E., 2006. Fan beheading and drainage diversion as evidence of a 3200 – 2800 BP earthquake event in the Esmeraldas – Tumaco seismic zone: A case study for the effects of great subduction earthquakes. *Geomorphology*, v74, p. 100-123.

EGO, F.; SÉBRIER, M.; LAVENU, A.; YEPES, H.; EGUES, A., 1996. Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 259, p. 101-116.

EGUEZ, A.; ALVARADO, A; YEPES, H.; MACHETTE, M; COSTA, C; DART, R., 2003. Database and map of quaternary faults and Fonds of Ecuador and its offshore regions. Open-File Report 03-289, 77 p.

ENGDAHL, E.R.; VAN DER HILST, R.; BULAND, R., 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 88, No. 3, p. 722-743.

ENGDAHL, E.R.; VILLASEÑOR, A., 2002. Global seismicity 1990-1999 in Lee, W.H.K. et al., (editors), International handbook of earthquakes and engineering seismology. Part A, chapter 41, p. 665-690.

EVANS, C.D.R.; WHITTAKER, J.E., 1982. The geology of the western part of the Borbon Basin, north-west Ecuador: Trench forearc geology, edited by Legget, J.K. Geological Society of London Special Publication, 10, p. 191-198.

FAIRHEAD, J.D.; CHEVALIER, P.H.; GREEN, C.N.; HUNT, N.J.; MANTON, D.C.; SPINK, S.J.; STUART, G.W.; WINDLE, I.D. ,1991. Colombia gravity anomaly map - South American Gravity project (SAGP). Scale 1:2'000.000.

FEININGER, T., 1975. Mapa gravimetrico Bouguer del Ecuador (1:1'000.000). Quito, Instituto Geografico Militar.

FLIEDNER, M.M.; KLEMPERER, S.L., 1999. Composition of an island-arc: wide-angle studies in the eastern Aleutian islands, Alaska. *J. Geophys. Res.*, v.104, p. 10,667-10,694.

FLIEDNER, M.M.; KLEMPERER, S.L., 2000. The transition from oceanic arc to continental arc in the crustal structure of the Aleutian Arc. *Earth Planet. Sci. Letts.*, v.179, p. 567-579.

GAILLER, A., 2005. Structure de la marge d'Equateur-Colombie par modélisation des données de sismique grand angle marines : Influence sur le fonctionnement de la subduction et la sismicité. 262 p. Thèse: Sciences de la Terre et de l'Univers : Université Nice Sophia-Antipolis.

GAILLER, A.; CHARVIS, P.; FLUEH, E.R., 2007 Segmentation of the Nazca and South American Plates along the Ecuador subduction zone from wide angle seismic profiles. *EPSL*, 260, p. 444-464.

GARCÍA-CANO, L.C.; GAILLER, A; GALVE, A.; DE LA TORRE, G.; HELLO, Y.; ANGLADE, A.; YATES, B.A.; PONTOISE, B.; BETHOUX, N.; CHARVIS, P., 2007. Structure of the Colombia-Ecuador subduction zone from wide-angle seismic data. Memories of Subduction Zones Geodynamics Conference. Montpellier – France.

GERDOM, M.; TREHU, A.M.; FLUEH, E.R.; KLAESCHEN, D., 2000. The continental margin off Oregon from seismic investigations. *Tectonophysics*, 329, p. 79 -97.

GOOSSENS, P.J.; ROSE, W.I., 1973. Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the basic igneous complex, Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 84, p. 1043-1052.

GRAINDORGE, D., 2002. Structure profonde des zones de subduction des Cascades et de l'Équateur: Approche par les méthodes sismiques exemples du détroit de Juan de Fuca et de la partie centrale de la marge équatorienne. 288 p. Thèse: Géodynamique: Université Pierre et Marie Curie – Paris VI.

GRAINDORGE, D.; CALAHORRANO, A.; CHARVIS, P.; COLLOT, J.Y.; BETHOUX, N., 2004. Deep structures of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquakes recurrence interval. *J. Geophys. Res.*, Vol. 31, L04603, 5 p

GUILIER, B.; CHATELAIN, J.-L.; JAILLARD, É.; YEPES, H.; POUPINET, G.; FELS, J.-F., 2001. Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central-northern Ecuador. *J. Geophys. Res.*, Vol. 28, No. 19, p. 3749-3752.

GUTSCHER, M.-A.; MALAVIELLE, J.; LALLEMAND, S.; COLLOT, J.-Y., 1999. Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *EPSL*, 168, p. 255-270.

GUTSCHER, M.-A.; SPAKMAN, W.; BIJWAARD, H.; ENGDAHL, E.-R., 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, v19, No. 5, p. 814-833.

HACKER, B.R.; ABERS, G.A.; PEACOCK, S.M., 2002. Theoretical mineralogy, density, seismic wavespeeds and H₂O content of the Cascadia subduction zone, with implications for intermediate-depth seismicity and earthquake hazard. *U.S. Geol. Surv. Openfile Rep.*, 02-328, p. 133-137.

HACKER, B.R.; ABERS, G.A.; PEACOCK, S.M., 2003. Subduction factory, 1, Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds and H₂O content. *J. Geophys. Res.*, 108(B1) 2029 doi:10.1029/2001JB001127, 26 p.

HARDY, N.C., 1991. Tectonic evolution of the easternmost Panamá Basin: Some new data and inferences. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol.4, No.3. p. 261-269.

HELLO, Y., YATES, B.A., ANGLADE, A., GAILLER, A., CHARVIS, P., 2006. Hippocampe: A new versatile ocean bottom seismometer: EGU General Assembly 2006, Vienna – Austria.

HERD, D.G.; YOUNG, T.L.; MEYER, J.L.; ARANGO, C.; PERSON, W.J.; MENDOZA, C., 1981. The great Tumaco, Colombia earthquake of 12 december 1979. *Science*, 211, p. 411-445.

HEY, R., 1977. Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Geological Society of America*, 88, p. 1404-1420.

HOLE, J.A.; ZELT, B.C., 1995. 3-D finite-difference reflection traveltimes. *Geophys. J. Int.*, 121, p. 427-434.

HUSEN, S.; KISSLING, E.; FLUEH, E., 2000. Local earthquake tomography of shallow subduction in north Chile: A combined onshore and offshore study. *J. Geophys. Res.*, 105, p.28,183-28,198.

HYDMAN, R.D.; PEACOCK, S.M., 2003. Serpentinization of the forearc mantle. *EPSL*, 212, p. 417-432.

HYNDMAN, R.D.; YAMANO, M.; OLESKEVICH, D.A., 1997. The seismogenic zone of subduction thrust faults, *Isl. Arc.*, 6 (3), p. 244-260.

IGAC – INGEOMINAS, 2006. Investigación integral del Anden Pacífico Colombiano. Tomo 1, 165 p.

INGEOMINAS, 2002. Atlas Colombiano de información Geológico – Minera para inversion – ACIGEMI – Mapa de Anomalías Gravimétricas de Colombia, Escala 1:500.000. INGEOMINAS. Bogotá.

JAILLARD, É.; LAPIERRE, H.; ORDOÑEZ, M.; TORO, J.; AMORTEGUI, A.; VANMELLE, J. Accreted oceanic terranes in Ecuador: Southern edge fo the Caribbean plate?. Geological Society Special Publication, London, 19 p., sous press.

JAILLARD, E., BENÍTEZ, S., MASCLE, G.H., 1997. Paleogene deformations of the forearc zone of the south Ecuador in relation to the geodynamic evolution. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, p. 403-412.

JAPSEN, P.; MUKERJI, T.; MAVKO, G., 2007. Constrains on velocity-depth trenes from rock physics models. *Geophysical Prospecting*, 55, p. 135-154.

KANAMORI, H.; McNALLY, K.C., 1982. Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador – Colombia coast. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, p. 1241-1253.

KELLERHER, J.A., 1972. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *J. Geophys. Res.*, 77, No.11, p. 2087-2103.

KERR, A.C.; ASPDEN, J.A.; TARNEY, J.; PILATASIG, L.F., 2002. The nature and provenience of accreated oceanic terranes in Western Ecuador: Geochemical and tectonic constrains. *Journal of the Geological Society*, London, v159, p. 577-594.

KERR, A.C.; MARRINER, J; TARNEY, J.; NIVIA, A.; SAUNDERS, A.D.; THIRLWALL, M.F.; SINTON, C.W., 1997. Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia; Elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constrains on petrogenesis. *J. Petrol.*, v38, No. 6, p. 677-702.

KERR, A.C.; TARNEY, J., 2005. Tectonic evolution of the Caribbean and northwestern South America: The case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus. *Geology.*, v33, No. 4, p. 269-272.

KOPP, C.; FRUEHN, J.; FLUEH, E.R.; REICHERT, C.; KUKOWSKI, N.; BIALAS, J.; KLAESCHEN, D., 2000. Structure of the Makran subduction zone from wide-angle and reflection seismic data. *Tectonophysics*, 329, p. 171 – 191.

KORENAGA, J., HOLBROOK, W.S., KENT, G.M., KELEMEN, P.B., DETRICK, R.S., LARSEN, H-C., DAHL-JENSEN, T., 2000. Crustal structure of the Southeast Greenland

margin from joint refraction and reflection seismic tomography. *J. Geophys. Res.*, 105, 21591-21614.

LALLEMAND, S.E., 1999. La subduction océanique. Gordon and Breach Science Publishers, Paris. 194 p.

LAY, T.; BILEK, S.L., 2007. Anomalous earthquake ruptures at shallow depths on subduction zone megathrust. Edited by Dixon, T., H.; Moore, J.C., The seismogenic zone of subduction thrust faults, Columbia University Press: New York, p. 476-510.

LAY, T.; KANAMORI, H.; RUFF, L., 1982. The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes, *Earthquake Prediction Research*, 1, p. 3-71.

LONSDALE, P.; KLITGORD, R., 1978. Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geological Society of America*, 89, p. 981-999.

LONSDALE, P., 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404, p. 237-264.

LÓPEZ RAMOS, E.; SOSSON, M.; COLLOT, J-Y., 2007. Seismic stratigraphy of the SW of Colombia and NE of Ecuador. *Memorias del XI Congreso Colombiano de Geología*, Bucaramanga – Colombia.

LÓPEZ RAMOS, E., 2009. Évolution tectono-stratigraphique et structurale du double bassin avant-arc de la marge convergente sud colombienne – nord équatorienne pendant le Cénozoïque. 349 p. Thèse: Université Nice Sophia Antipolis.

LUZIEUX, L.D.A.; HELLER, F.; SPIKINGS, R.; VALLEJO, C.F.; WINKLER, W., 2006. Origin and cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 249, p.400-414.

MANCHUEL, K.; PONTOISE, B.; BÉTHOUX, N.; RÉGNIER, M.; FONT, Y.; SALLARÈS, V.; DÍAZ, J.; ARREAGA, P.; MONFRET, T., en préparation. Seismicity and structural implications in the Esmeraldas area (North Ecuador): from Sublime and Esmeraldas experiments. 12 p.

MALCOLM, R. 2006. The geological interpretation of well logs. 2ed, 4th reprint. Progress Press Co. Ltd, Malta. 280 p.

MARCAILLOU, B., 2003. Régimes tectoniques et thermiques de la marge nord Équateur – sud Colombie (0° - 3.5°N): Implications sur la sismogenèse. 221 p. Thèse: Université Pierre et Marie Curie – Paris VI.

MARCAILLOU, B.; CHARVIS, P.; COLLOT, J-Y. 2006. Structure of the Malpelo Ridge (Colombia) from seismic and gravity modelling. *Mar Geophys. Res.* Vol.27, Nro.4. p. 289-300.

MARCAILLOU, B.; COLLOT, J-Y. 2008. Chronostratigraphy and tectonic deformation of the north Ecuadorian – south Colombian offshore Manglares forearc basin. *Mar. Geol.*, 255 (1-2), p.30-44.

MARCAILLOU, B.; SPENCE, G.; COLLOT, J-Y; WANG, K. 2006. Thermal regime from bottom simulating reflectors along the north Ecuador – south Colombia margin: Relation to margin segmentation and great subduction earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 111, B12407.doi: 10.1029/2005JB004239, 16 p.

MARCAILLOU, B.; SPENCE, G.; WANG, K; COLLOT, J-Y; RIBODETTI, A. 2008. Thermal segmentation along the N. Ecuador-S Colombia margin (1-4°N): Prominent influence of sedimentation rate in the trench. *EPSL*. 272, p. 296-308.

McCOURT, W.; ASPDEN, J.A.; BROOK, M., 1984. New geological and geochronological data from the Colombia Andes: Continental growth by multiple accretion. *Journal of Geological Society, London*, v141, p. 831-845.

MEISSNAR, R.; FLUEH, R.R.; STIBANE, F.; BERG, E., 1976. Dynamics of the active plate boundary in South Est Colombia according to recent geophysical measurements. *Tectonophysics*, 35, p. 115-136.

MENDOZA, C.; DEWEY, J.W., 1984. Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958 and 1979: Implications for barrier models of earthquake rupture. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74, p. 577-593.

MOCHIZUKI, K.; YAMADA, T.; SHINOHARA, M.; YAMANAKA, Y.; KANAZAWA, T., 2008. Weak interplate coupling by seamounts and repeating $M \sim 7$ earthquakes. *Science*, 321, p. 1194-1197.

MICHAUD, F.; COLLOT, J. Y.; ALVARADO, A.; LÓPEZ, E.; INOCAR., 2006. Batimetría y Relieve Continental. Guayaquil: INOCAR, Publicación IOA-CVM-02-Post.

MUTTER, C.Z.; MUTTER, J.C., 1993. Variations in thickness of layer 3 dominate oceanic crustal structure. *Earth and Planetary Science Letters*, 117, p. 295-317.

NAKANISHI, A.; SHIOBARA, H.; HINO, H.; KODAIRA, S.; KANAZAWA, T.; SHIMAMURA, S., 1998. Detailed subduction structure across the eastern Nakai Trough obtained from ocean bottom seismographic profiles. *J. Geophys. Res.*, 103 (B11), p. 27,151-27,168.

NAKAMURA, Y., DONOHO, P.L., ROPER, P.H., McPHERSON, P.M., 1987. Large-offset seismic surveying using ocean-bottom seismographs and air guns: Instrumentation and field technique. *Geophysics*, v.52, 12, p. 1601-1611.

PACHECO, J.F.; SYKES, L.R., 1992. Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1990 to 1989. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.82, No. 3, p. 1306-1349.

PAIGE, C.C; SAUNDERS, M.A., 1982. LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. *Assoc. Comput. Mach. Trans. Math. Software*, 8, p. 43-71.

PEDRAZA GARCÍA, P.; VARGAS, C.A.; MONSALVE, H., 2007. Geometric model of the Nazca plate subduction in southwest Colombia. *Earth Sci. Res. J.*, vol. 11, No. 2, p. 117-130.

PEDOJA, K.; DUMONT, J.F.; LAMOTHE, M.; ORTLIEB, L.; COLLOT, J.-Y.; GHALEB, B.; AUCLAIR, M.; ALVAREZ, V.; LABROUSSE, B., 2006. Plio-Quaternary uplift of the Manta peninsula and La Plata island and the subduction of the Carnegie Ridge, central costal of Ecuador. *J. South Am. Earth Sci.*, No. 22, p. 1-21.

PENNINGTON, W., 1981. Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *J. Geophys. Res.*, 86, B11, p. 10753-10770.

PONTOISE, B.; MONFRET, T., 2004. Shallow seismogenic zone detected from an offshore-onshore temporary seismic network in the Esmeraldas area (northern Ecuador). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v.5, No. 2, 22 p.

RAMACHANDRAN, K.; HYNDMAN, R.D.; BROCHER, T.M., 2006. Regional P wave velocity structure of the Northern Cascadia subduction zone. *J. Geophys. Res.*, 111, B12301, doi:10.1029/2005JB004108.

RATZOV, G.; SOSSON, M.; COLLOT, J.-Y.; MIGEON, S.; MICHAUD, F.; LÓPEZ, E.; LE GONIDEC, Y., 2007. Submarine landslide along the north Ecuador – south Colombia convergent margin. Edited by Lykousis, V.; Sakelliriou, D.; Locat, J., et al., *Submarine mass movements and their consequences*, Springer, p. 47-55.

REY, S.S.; SYMONDS, P.A.; FALEIDE, J.I., 2008. Seismic volcanostratigraphy of the Gascoyne margin, western Australia. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 172, p.112-131.

REYNAUD, C.; JAILLARD, E.; LAPIERRE, H.; MAMBERTI, M.; MASCLE, G.H., 1999. Ocean plateau and island arc of southwestern Ecuador: Their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics*, 307, p.235-254.

ROHR, M., 2007. Prospectivity of volcanic basins: Trap delineation and acreage de risking. *AAPG Bulletin*, v91, No.6, p.915-939.

RUDOLPH, E.; SZIRTES, S., 1912. Das kolumbianischen erdbeben am 31 januar 1906. *Beiträge zur Geophysik*, 11, p.132-207.

SAGE, F.; COLLOT, J.-Y.; RANERO, C.R., 2006. Interplate patchiness and subduction-erosion mechanisms: Evidence from depth-migrated seismic images at the central Ecuador convergent margin. *Geology*, 34(12), p. 997-1000.

SALISBURY, M.; CHRISTENSEN, N.I.; BECKER, K.; MOOS, D., 1985. The velocity structure of layer 2 at deep sea drilling project site 504 from logging and laboratory experiments. Edited by Anderson, R., N.; Honnorez, J.; Becker, K., et al., *Init. Repts. DSDP*, 83: Washington, p. 529-539.

SALLARÈS, V.; CHARVIS, P.; FLUEH, E.R., 2003. Seismic structure of Cocos and Malpelo volcanic ridges and implications for hot spot-ridge interaction. *J. Geophys. Res.*, 108, No. B12, 2564, doi: 10.1029/2003JB002431, 21 p.

SALLARÈS, V.; CHARVIS, P., 2003. Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos Volcanic Province. *EPSL*, 214, p. 545-559.

SALLARÈS, V.; CHARVIS, P.; FLUEH, E.R.; BIALAS, J., 2005. Seismic structure of the Carnegie ridge and the nature of the Galápagos hotspot. *Geophys. J. Int.*, 161, p. 763-788.

SALLARÈS, V.; RANERO, C., 2005 — Structure and tectonics of the erosional convergent margin off Antofagasta, north Chile (23°30'S). *J. Geophys. Res.*, 110, B06101, doi:10.1029/2004JB003418.

SCHIMMEL, M AND GALLART, J., 2007 — Frequency-dependent phase coherence for noise suppression in seismic array data. *J. Geophys. Res.*, 112, B04303, doi: 10.1029/2006JB004680.

SJØGREN, B. Shallow refraction seismics. London, Chapman & Hall. 268 p.

SIEBERG, A., 1932. Earthquake Geography: Handbuch der Geophysik. v4, p.687-1005. En Gutenberg and Richter, 1954.

STERN, R.J., 2002. Subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 40,4, 38 p.

SWENSON, J.L.; BECK, S.L., 1996. Historical 1942 Ecuador and 1942 Peru subduction earthquakes, and earthquakes cycles along Colombia-Ecuador and Peru subduction segments. *Pageoph.*, v 146, No. 1, p. 67-101.

TAKAHASHI, N.; KODAIRA, S.; NAKANISHI, A.; PARK, J-O; MIURA, S.; TSURU, T.; KANEDA, Y.; SUYEHIO, K.; KINOSHITA, H., 2002. Seismic structure of western end of the Nankai trough seismogenic zone. *J. Geophys. Res.*, 107, B10, 2212.

TASSARA, A.; HACKNEY, R.; LEGRAND, D., 2008. Anatomy of the Andean forearc controlling short-term interplate seismogenesis and long-term Cordilleran orogenesis. 7 th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAC 2008, Nice), Extended Abstract: 526-529.

TREHU, A.M.; ASUDEH, I.; BROCHER, T.M.; LUETGERT, J.H.; MOONEY, W.D.; NABELEK, J.L.; NAKAMURA, Y., 1994. Crustal Architecture of the Cascadia Forearc. *Science*, 266, p. 237-243.

TRENKAMP, R.; KELLOGG, J.N.; FREYMUELLER, J. T.; MORA, H.P., 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, p. 157-171.

WHITE, R.S.; MCKENZIE, D.; O'NIONS, R., 1992. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. *J. Geophys. Res.*, 97-B13, p. 19683-19715.

WHITE, R.S.; SMITH, L.K.; KUSZNIR, N.J.; ROBERTS, A.W.; CHRISTIE, P.A.F.; iSIMM, Team, 2008. Lower – crustal intrusion on the North Atlantic continental margin. *Nature*, v452, p. 460-464.

WITT, C.; BOURGOIS, J.; MICHAUD, F. ; ORDOÑEZ, M. ; JIMÉNEZ, N. ; SOSSON, M., 2006. Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) as an effect of the North Andean block tectonic escape since the lower Pleistocene. *Tectonics*, v25, doi: 10.1029/2004TC001723, p. TC3017.

VAN ANDEL, T.D.; HEATH, G.R.; MALFAIT, B.T.; HEINRICHS, D.F.; EWING, J.I., 1971. Tectonics of the Panama Basin, eastern equatorial Pacific. *Geological Society of America Bulletin*, v82, p. 1489-1508.

VANEK, J; HANUS, V., 1988. Historical disastrous earthquakes and deep fracture zones in Ecuador. *Historical Seismograms and Earthquakes of the world*, Academic Press: New York, p. 362-369.

VIDALE, J.E., 1988. Finite-difference calculations of travel times. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78, p. 2062-2076.

VIDALE, J.E., 1990. Finite-difference calculation of traveltimes in three dimensions. *Geophysics*, 55, No.5, p. 521-526.

VILLASEÑOR, A.; STANLEY, D.; BENZ, H., 2002. Velocity structure of western Washington from local earthquake tomography. Edited by Kirby, S; Wang, K.; Dunlops, S.; The Cascadia subduction zone and related subduction systems. Seismic structure, intraslab earthquake and processes, and earthquake hazards. US Geol. Survey Open-File Report 02-328. Geological Survey of Canada Open File 4350. p. 35-36.

VROLIJK, P., 1990. On the mechanical role of smectite in subduction zones. *Geology*, v.18, p. 703-707.

ZELT, C.A., 1998. Lateral velocity resolution from three-dimensional seismic refraction data. *Geophys.J.Int.*, 135, p. 1101-1112.

ZELT, C.A.; BARTON, P.J., 1998. Three-dimensional seismic refraction tomography: A comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin. *J. Geophys. Res.*, 103-B4, p. 7187-7210.

ZELT, C.A.; SMITH, R.B., 1992. Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophys.J.Int.*, 108, p.16-34.

ANNEXE 2.1

LOCALISATIONS DE STATIONS SISMIQUES

Code de la station	Latitude	Longitude	Altitude (msnmm)	Type
OBS 01*	1.382°N	79.761 W	-820.54	Hippocampe BB
OBS 02	1.068°N	80.210 W	-1313.62	Hippocampe SP
OBS 03*	1.671°N	79.375°W	-847.05	Hippocampe BB
OBS 04	1.683°N	79.809°W	-1806.58	Hippocampe BB
OBS 05	1.572°N	79.712 W	-1042.02	Hippocampe BB
OBS 06	1.776°N	79.464 W	-853.78	Hippocampe BB
OBS 07	1.895°N	79.595 W	-506.38	Hippocampe BB
OBS 08	2.017°N	79.681°W	-1924.87	Hippocampe BB
OBS 09	2.028°N	79.911°W	-3045.02	Hippocampe BB
OBS 10	1.566°N	79.270°W	-817.63	Hippocampe BB
OBS 11	1.772°N	79.242°W	-791.77	Hippocampe SP
OBS 12	1.565°N	79.491°W	-790.62	Hippocampe SP
OBS 13	1.323°N	79.949°W	-1099.67	Hippocampe SP
OBS 14	1.576°N	79.928 W	-1508.27	Hippocampe SP
OBS 15	2.009°N	79.461°W	-1201.02	Hippocampe SP
OBS 16	1.805°N	79.705°W	-746.08	Hippocampe SP
OBS 17	1.829 N	80.144°W	-3149.91	Hippocampe SP
OBS 18	1.599°N	80.168°W	-3288.00	Hippocampe SP
OBS 19	1.281°N	80.362°W	-3907.52	Hippocampe SP
OBS 20	1.472°N	79.625 W	-699.19	UTIG SP
OBS 21	1.809°N	79.922°W	-2964.42	UTIG SP
OBS 22	1.470°N	79.856°W	-1256.52	UTIG SP
OBS 23	1.461°N	79.399°W	-765.35	UTIG SP
OBS 24	1.672°N	79.591°W	-721.90	UTIG SP
OBS 25*	1.249°N	79.645°W	-509.00	UTIG SP
OBS 26	1.357°N	79.516°W	-602.46	UTIG SP
EATA	0.878°N	79.807°W	38.67	TITAN
ECAR	0.368°N	79.844°W	168.43	TITAN
ECRI	0.453°N	79.161°W	167.91	TITAN
EGAL	0.810°N	80.023°W	0.00	TITAN
ELAG	1.017°N	79.272°W	58.512	TITAN
EMAT	0.082°N	79.602°W	137.56	TITAN
EMAY	0.229°N	79.139°W	360.01	TITAN
EMIG	0.495°N	79.513°W	280.63	TITAN
EMUI	0.613°N	80.013°W	4.32	TITAN
EPAR	0.161°N	78.785 W	1352.19	TITAN
EPED	0.126°N	80.029°W	10.55	TITAN
EPRI	0.436°N	78.523°W	2143.23	TITAN
EPUN	0.249°N	79.435°W	118.49	TITAN
EPUQ	0.114°N	79.236°W	176.52	TITAN
EREC	0.361°N	79.293°W	156.29	TITAN
ESME	0.991°N	79.647 W	7.87	TITAN
ESTE	0.011 N	79.840°W	249.87	TITAN
ESUC	0.549°N	79.936°W	12.55	TITAN
EBAR	0.250°N	78.567°W	1599.01	HATHOR
EBOR	1.089°N	78.989°W	8.796	HATHOR
ECEC	0.747°N	78.243°W	1142.11	HATHOR
ECHA	0.451°N	78.229°W	2519.01	HATHOR
ECOM	0.888°N	79.588°W	158.60	HATHOR
EFRA	1.092°N	78.704°W	72.32	HATHOR
EIND	0.043°N	79.407 W	198.35	HATHOR

ELIT	0.871 N	78.448°W	650.82	HATHOR
EMIL	0.637°N	78.182°W	1655.01	HATHOR
ETAC	0.972°N	79.625°W	2.75	HATHOR
ETAH	0.760°N	79.567°W	48.98	HATHOR
ETOL	1.187°N	79.066°W	3.61	HATHOR
EPAM	0.131°S	79.246°W	391.39	TITAN

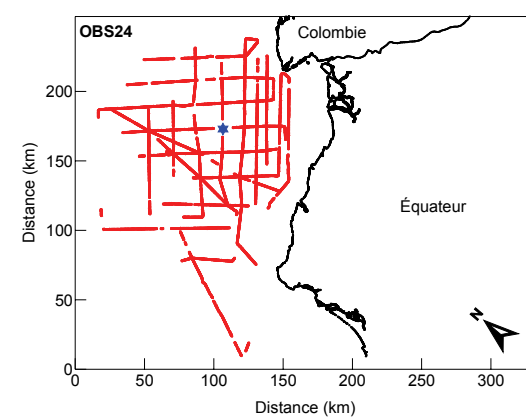
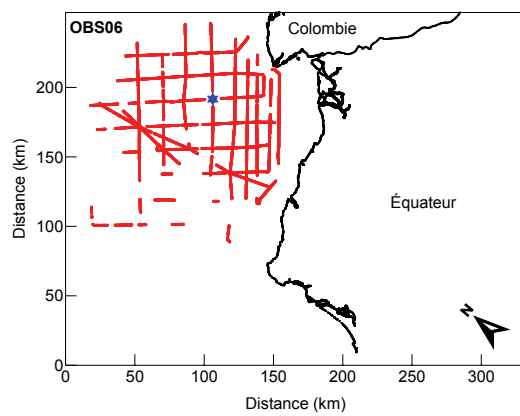
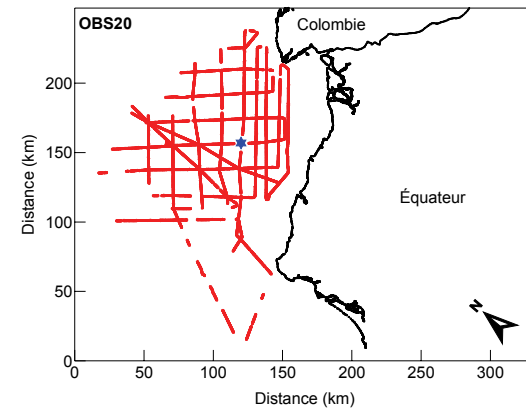
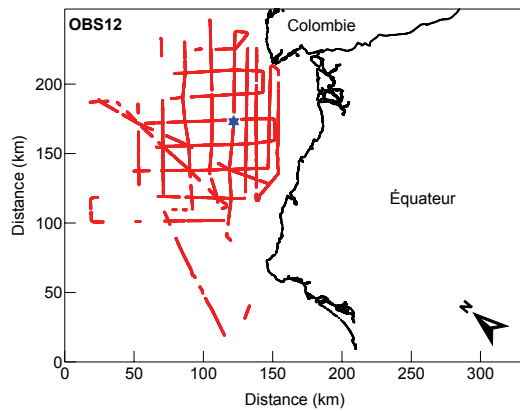
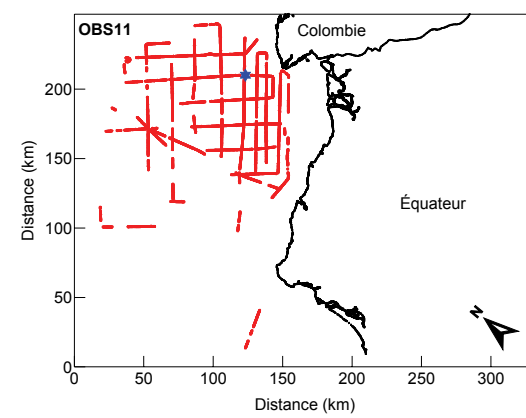
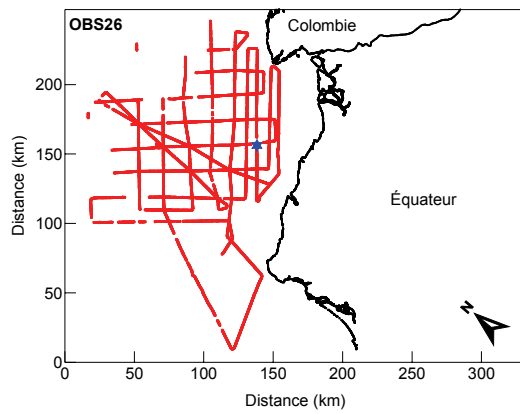
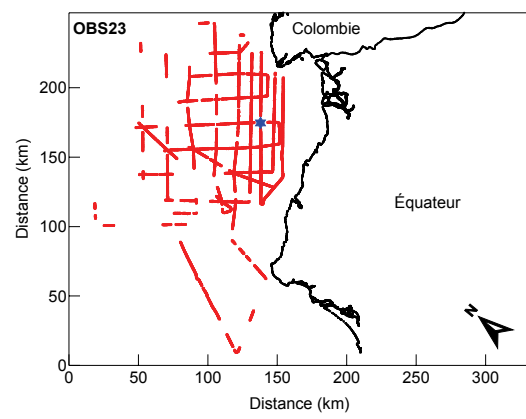
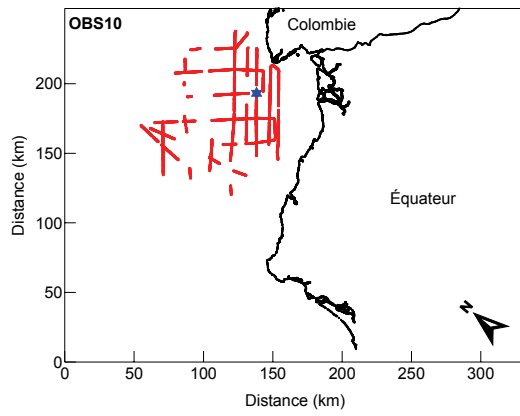
* Localisation sans correction, l'OBS a problèmes de fonctionnement.

BB (*Broad band* par ses sigles en anglais). Large-bande

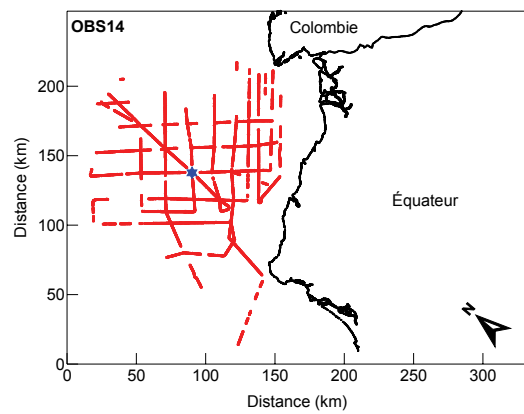
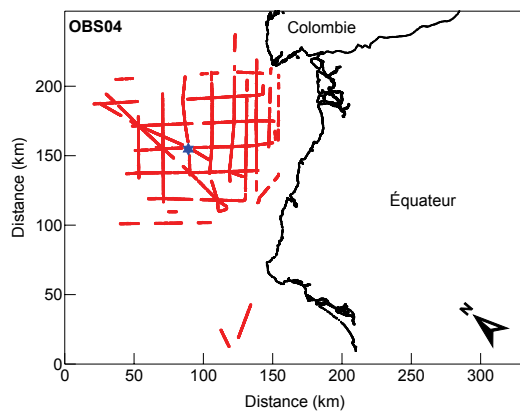
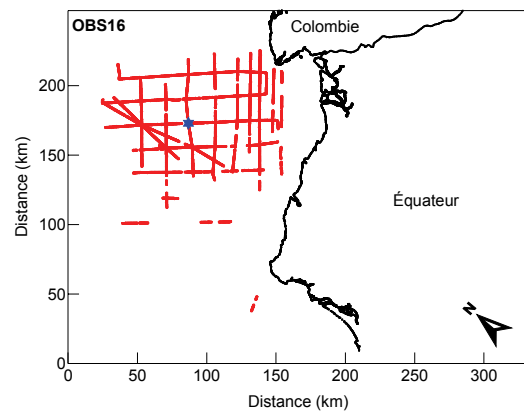
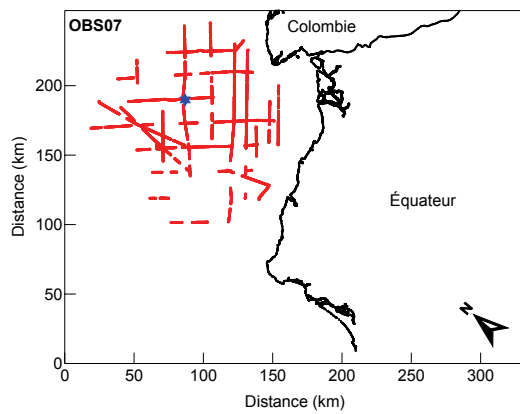
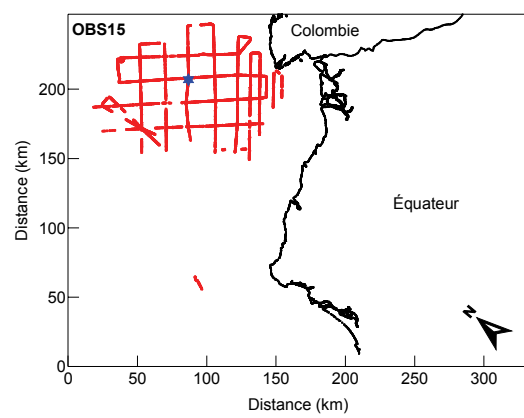
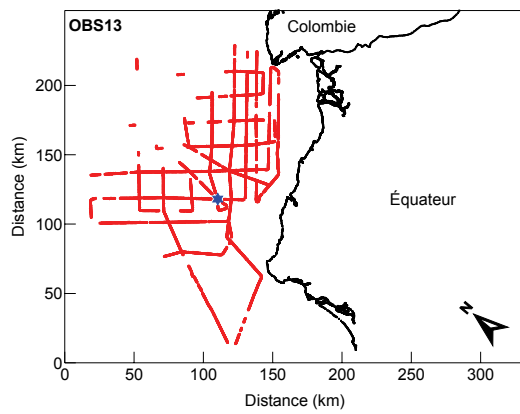
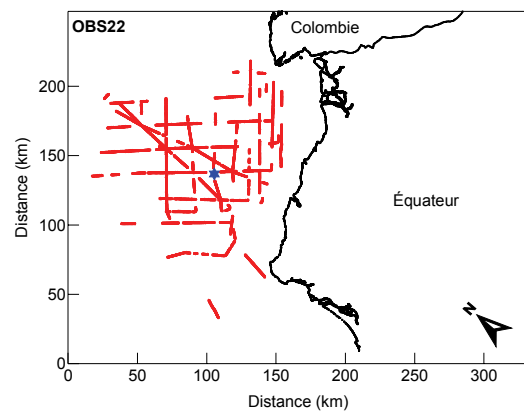
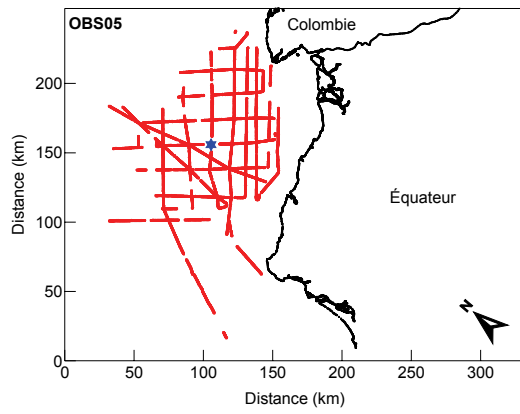
SP (*Short period* par ses sigles en anglais). Court-période

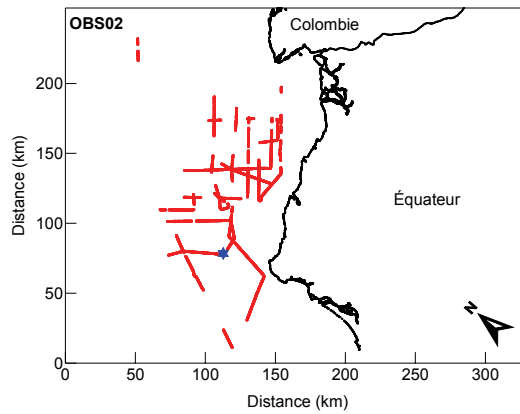
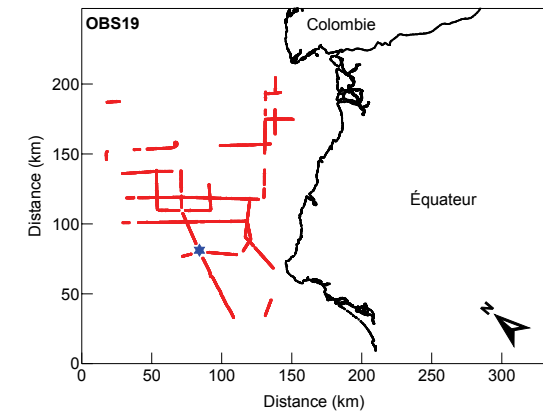
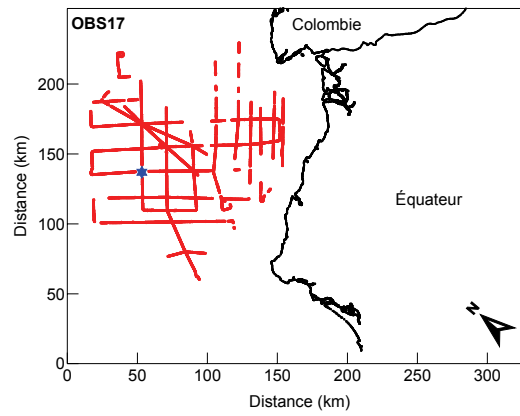
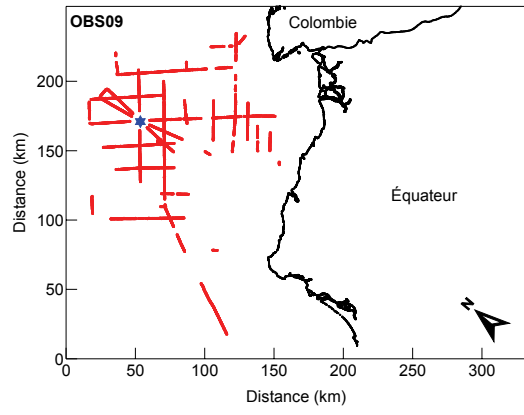
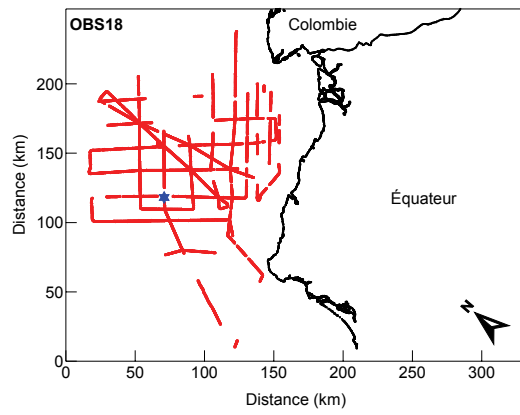
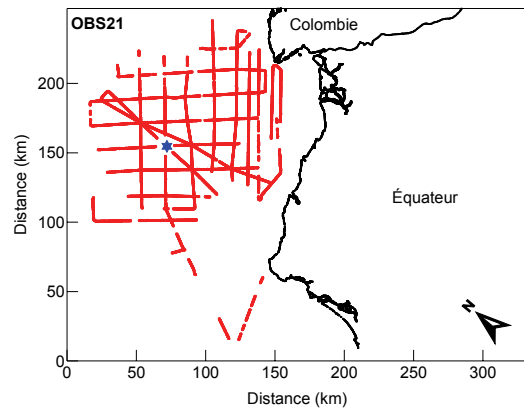
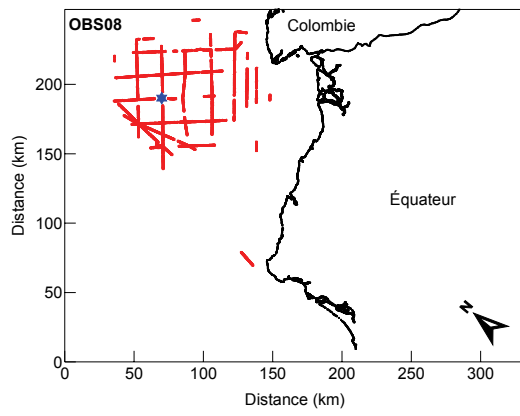
ANNEXE 2.2

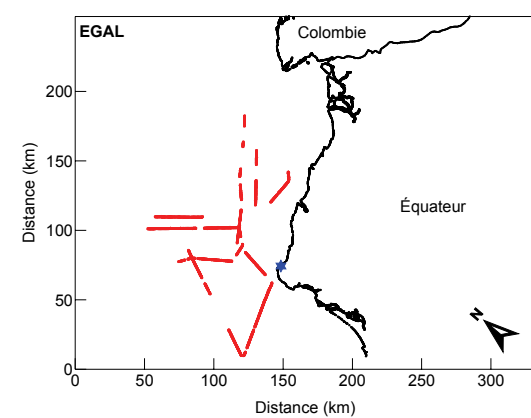
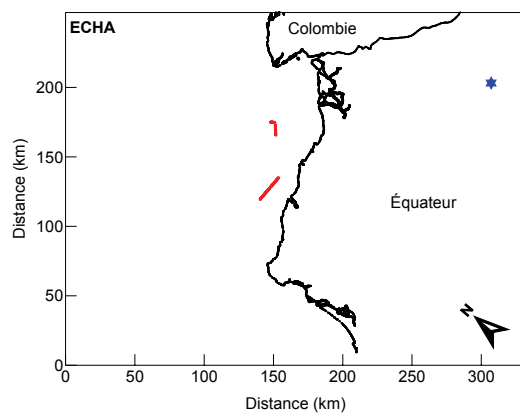
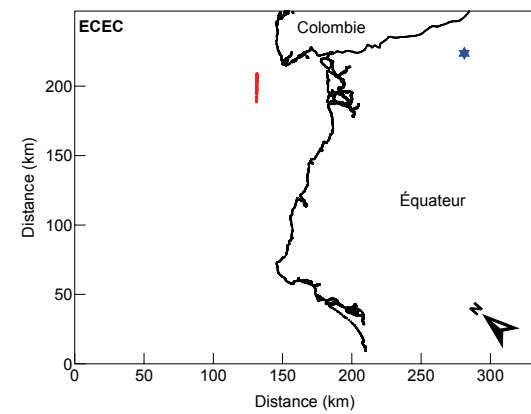
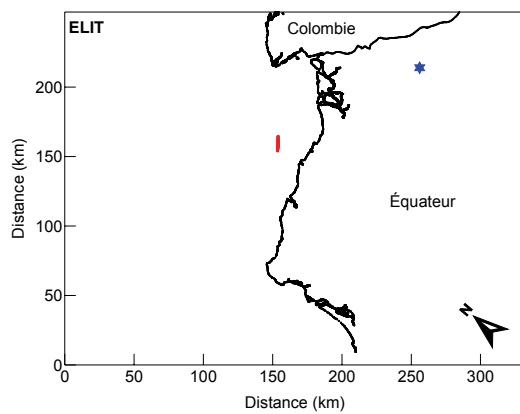
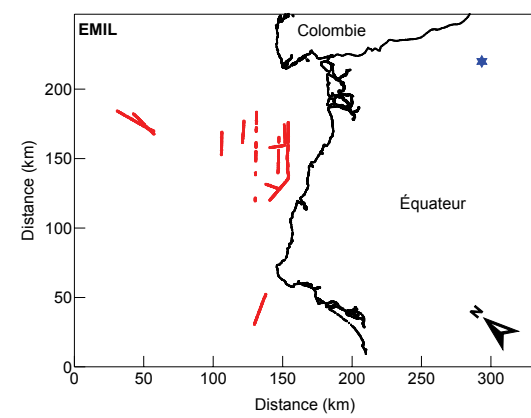
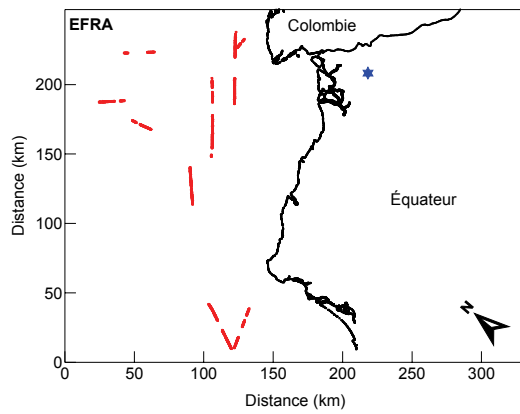
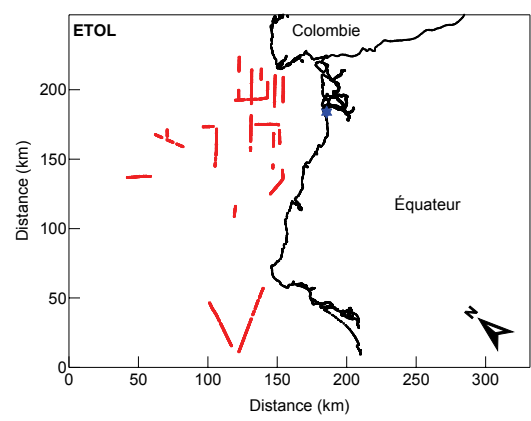
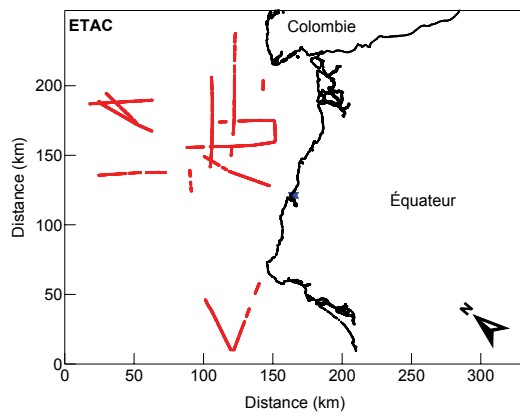
DISTRIBUTION DE POINTÉS PAR STATION

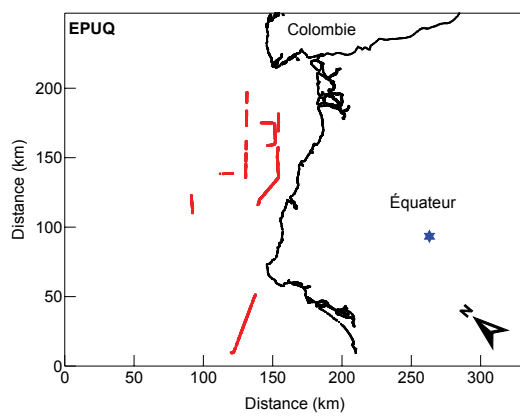
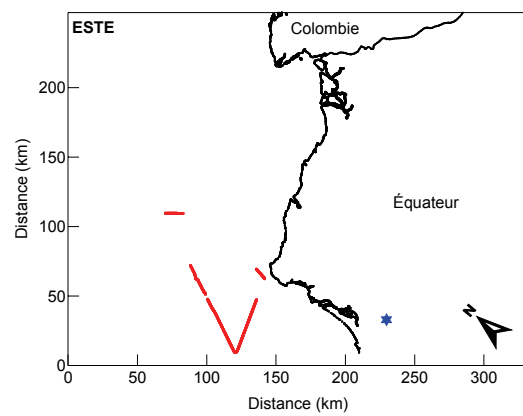
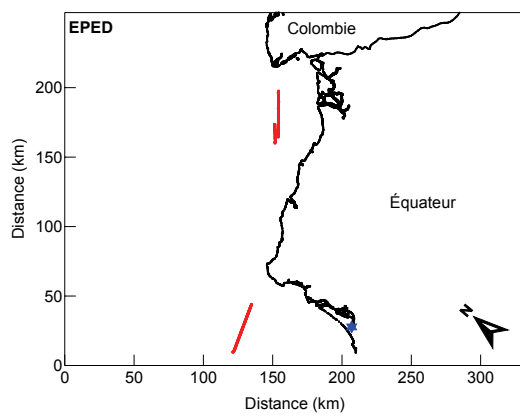
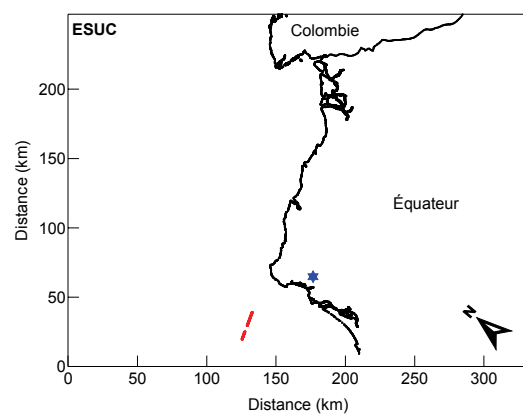
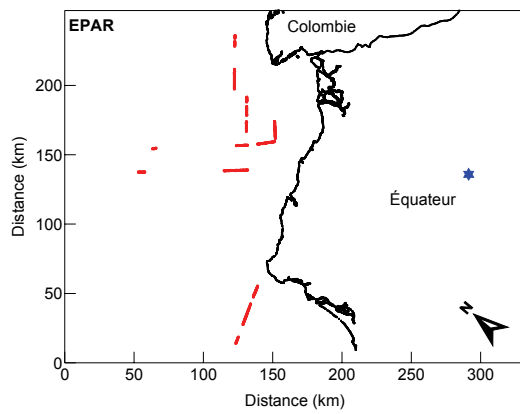
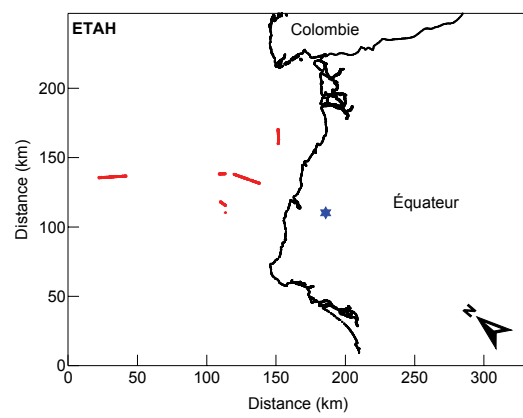
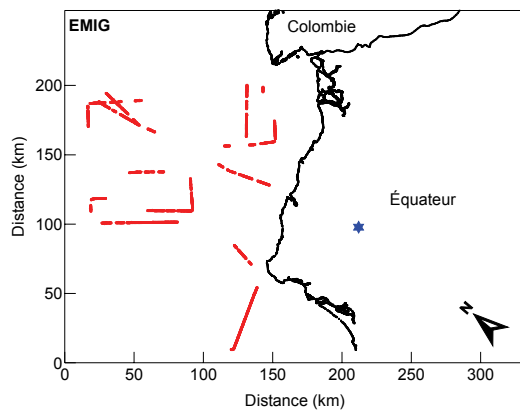


Les points rouges indiquent les pointés et les étoiles bleus les stations sismiques.





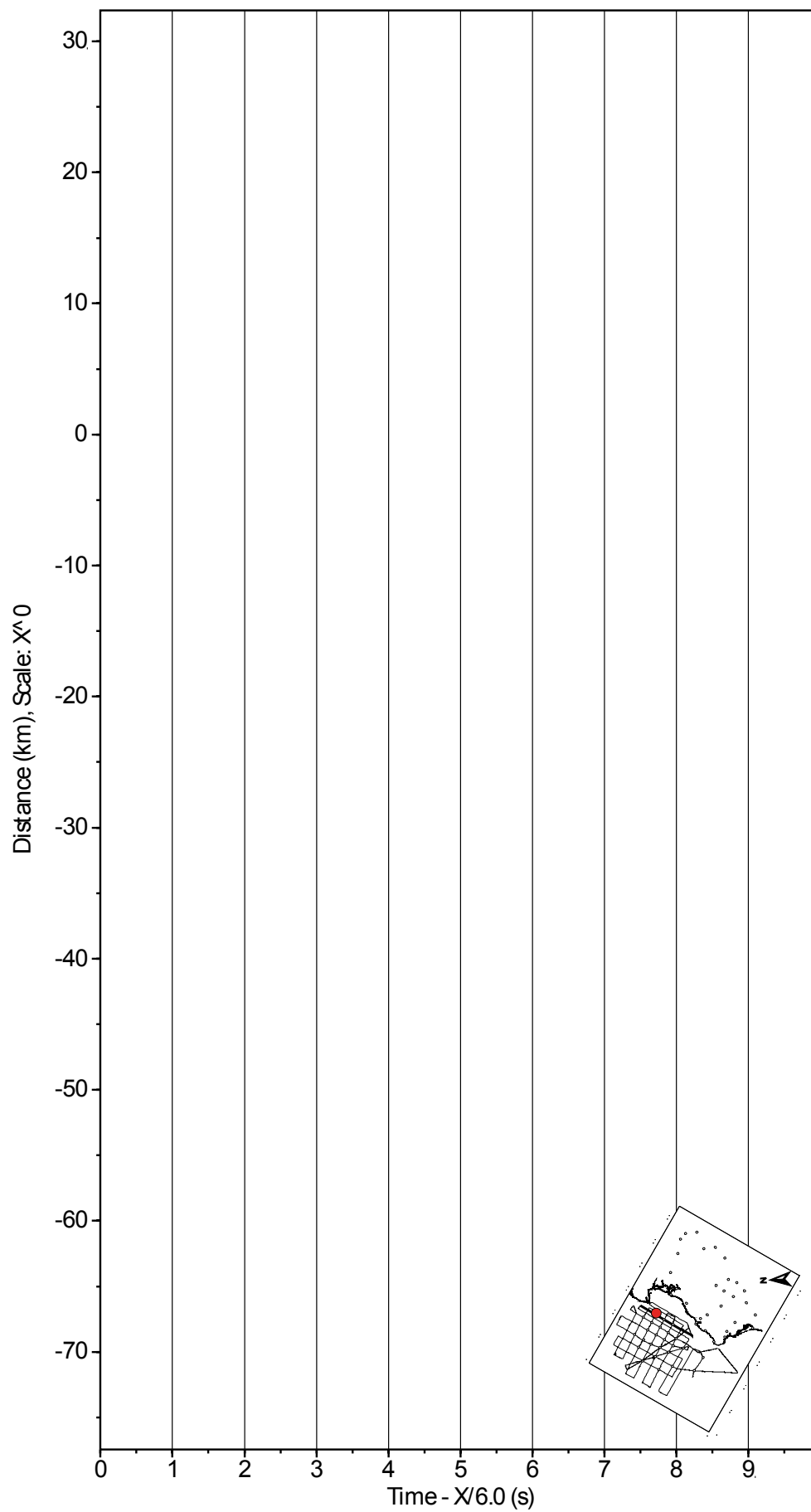




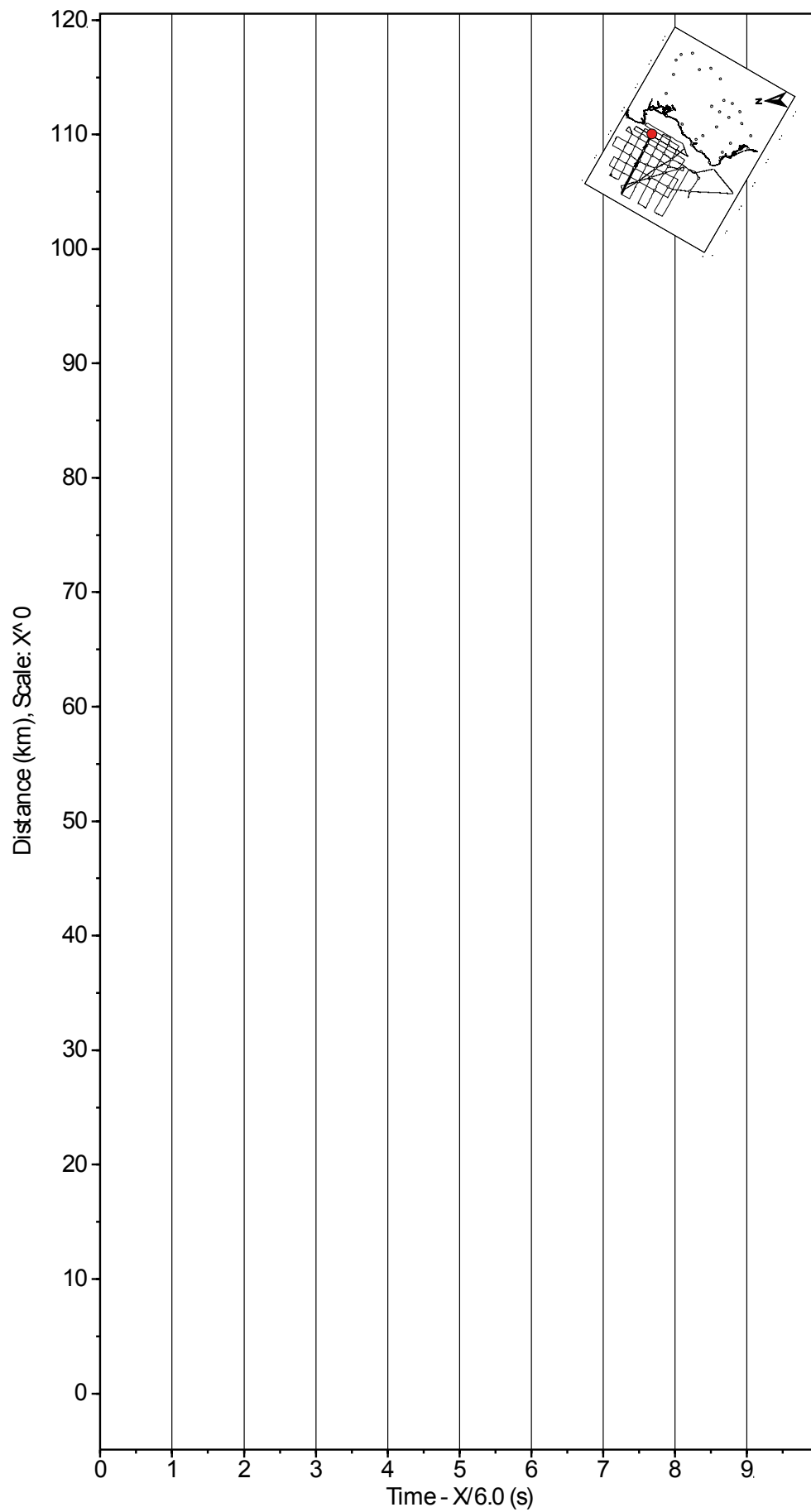
ANNEXE 2.3

EXEMPLE DE DONNÉES

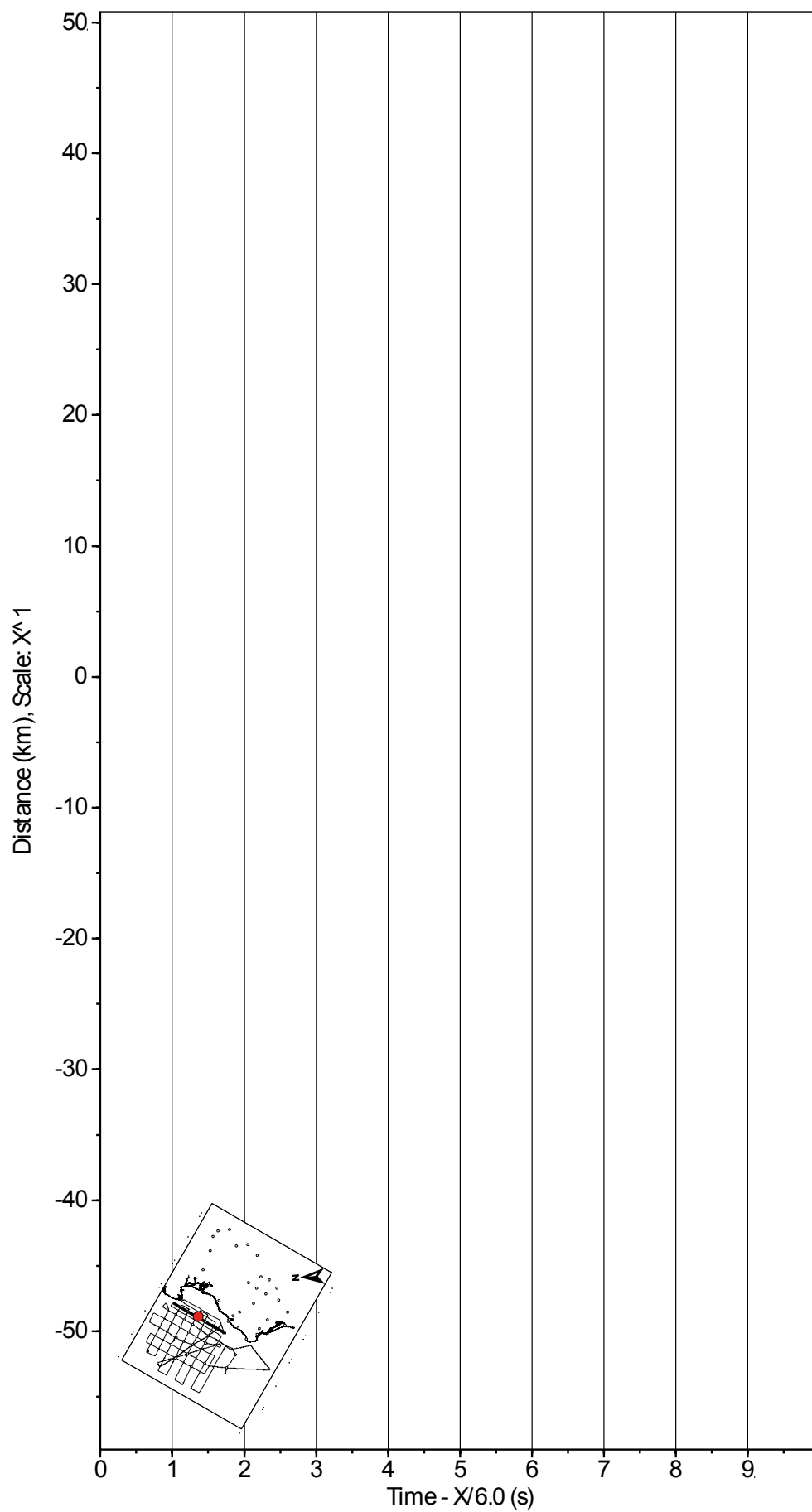
OBS10LINE08, FILTRE 5-15 Hz, V



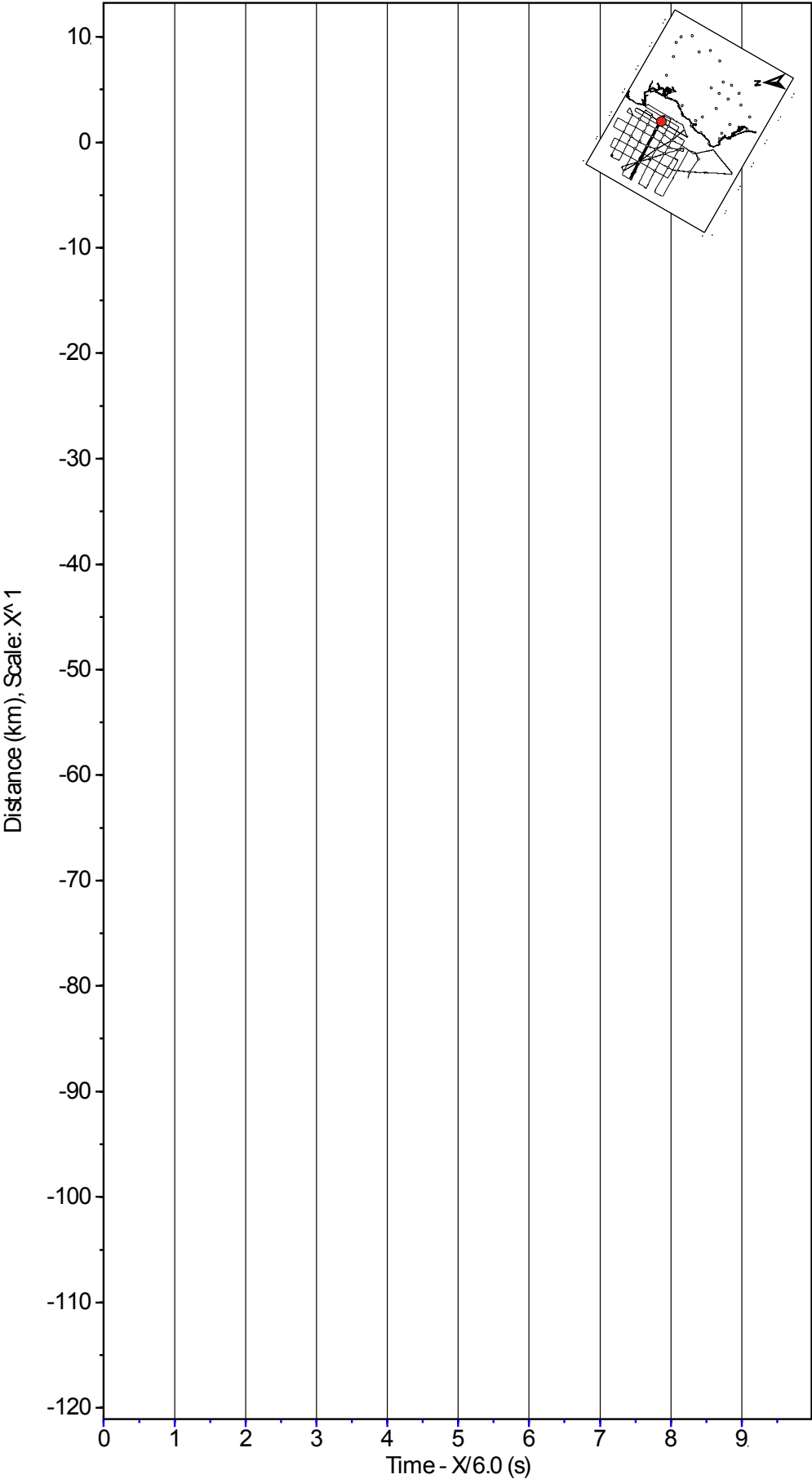
OBS10LINE18, FILTER 5-15 Hz, V



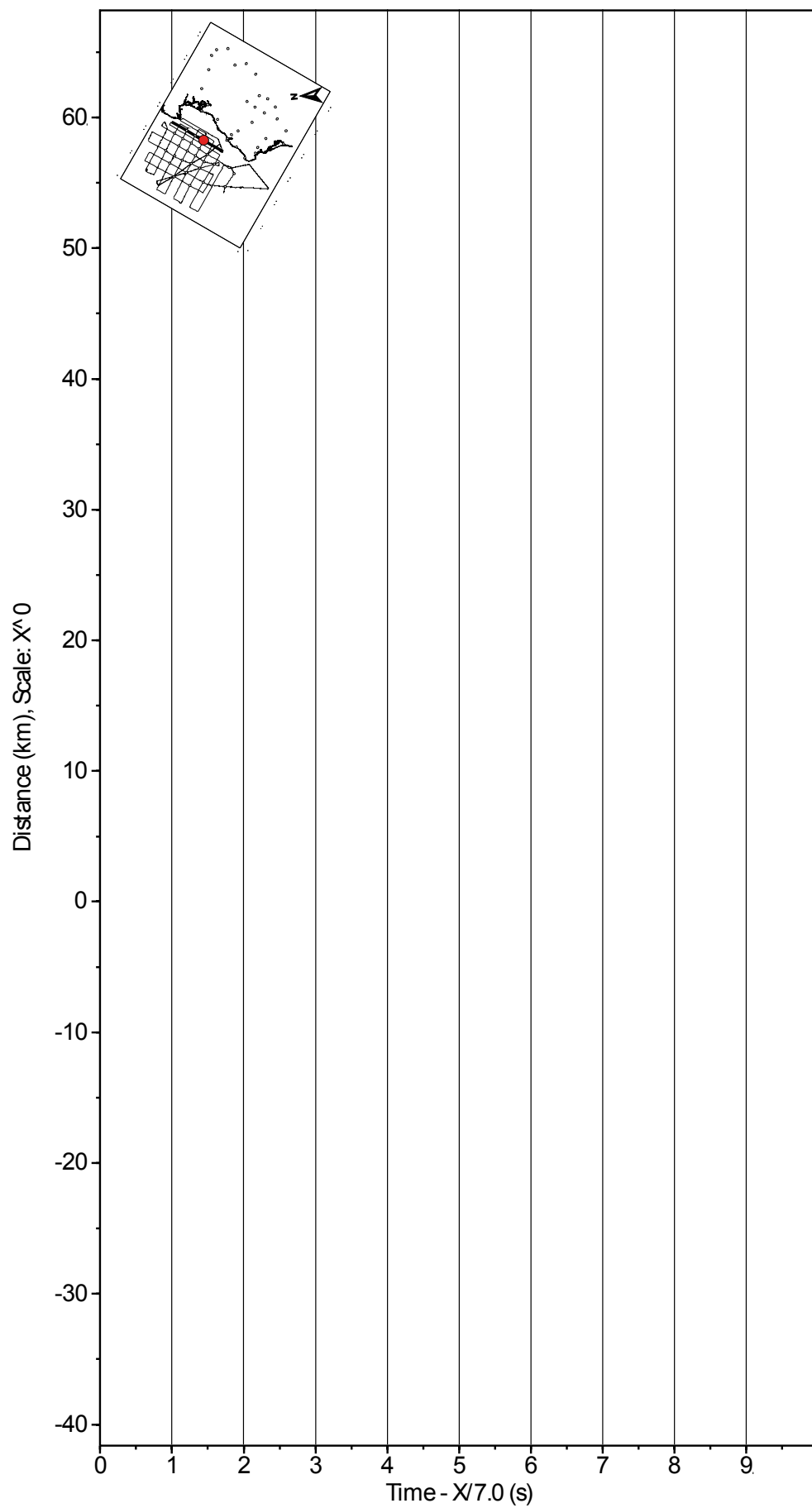
OBS23LINE08, FILTRE 5-15-Hz, V



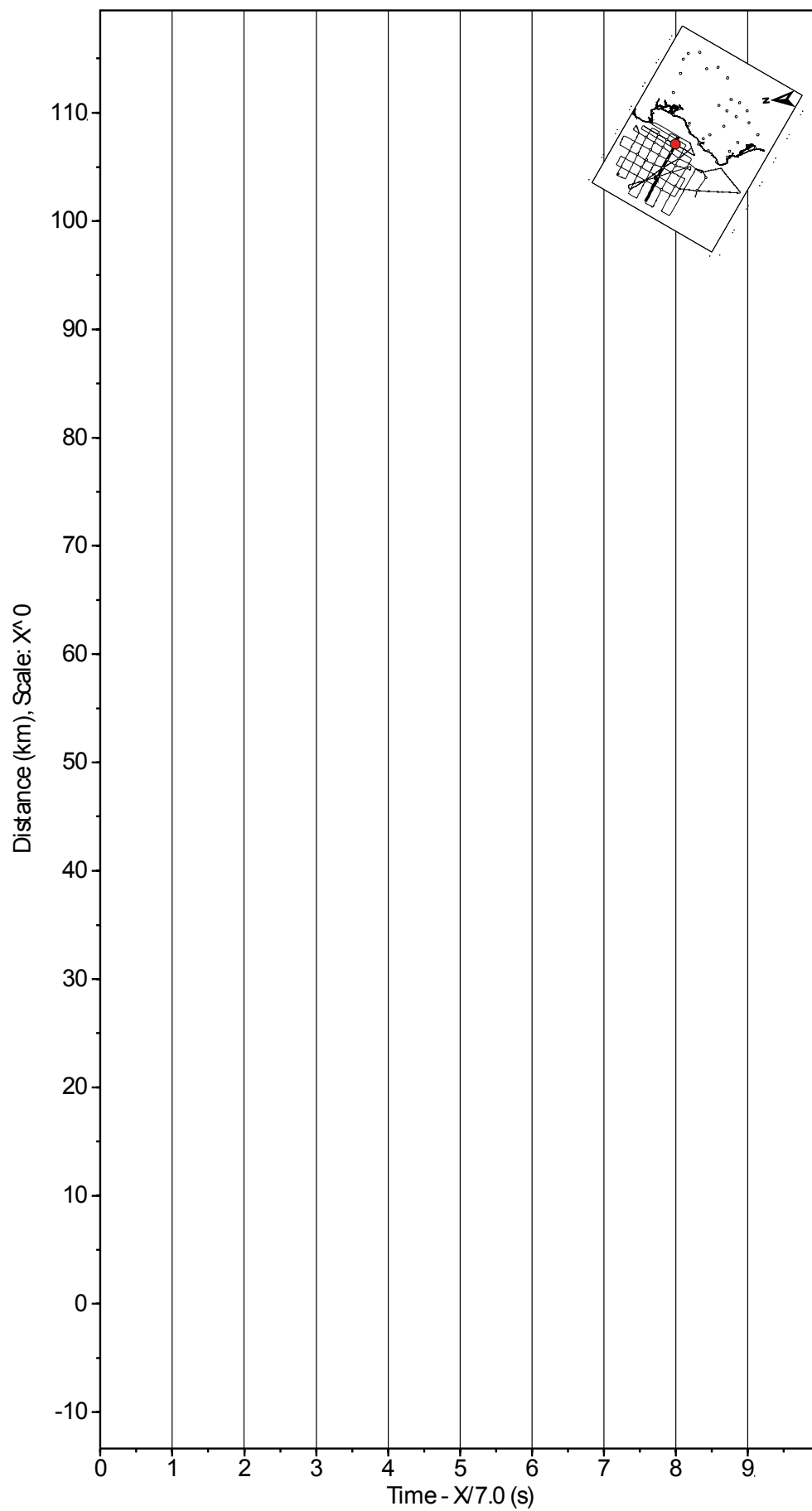
OBS23LINE16, FILTRE 5-15-Hz, V



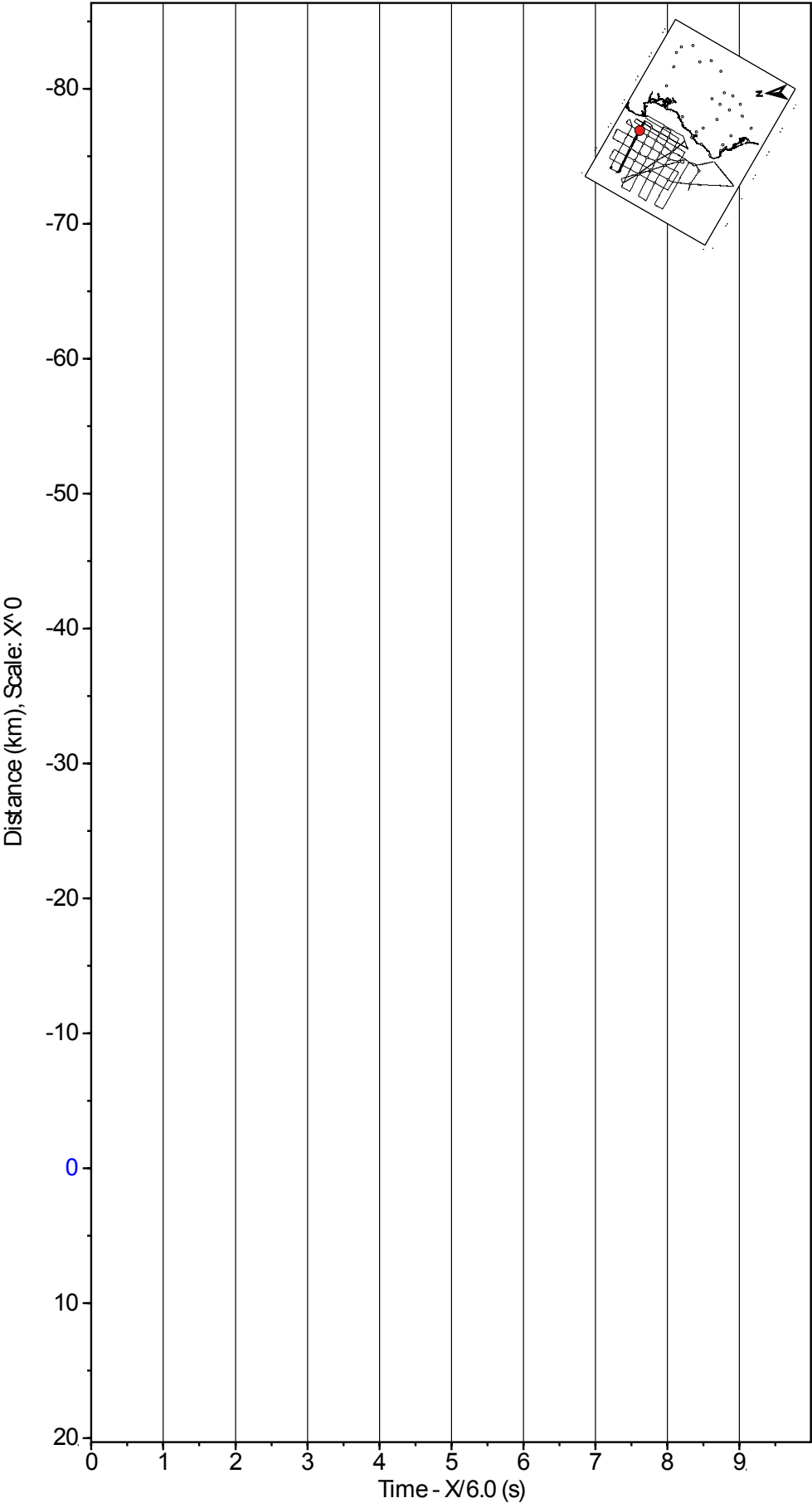
OBS26LINE08, FILTRE 5-15 Hz, V



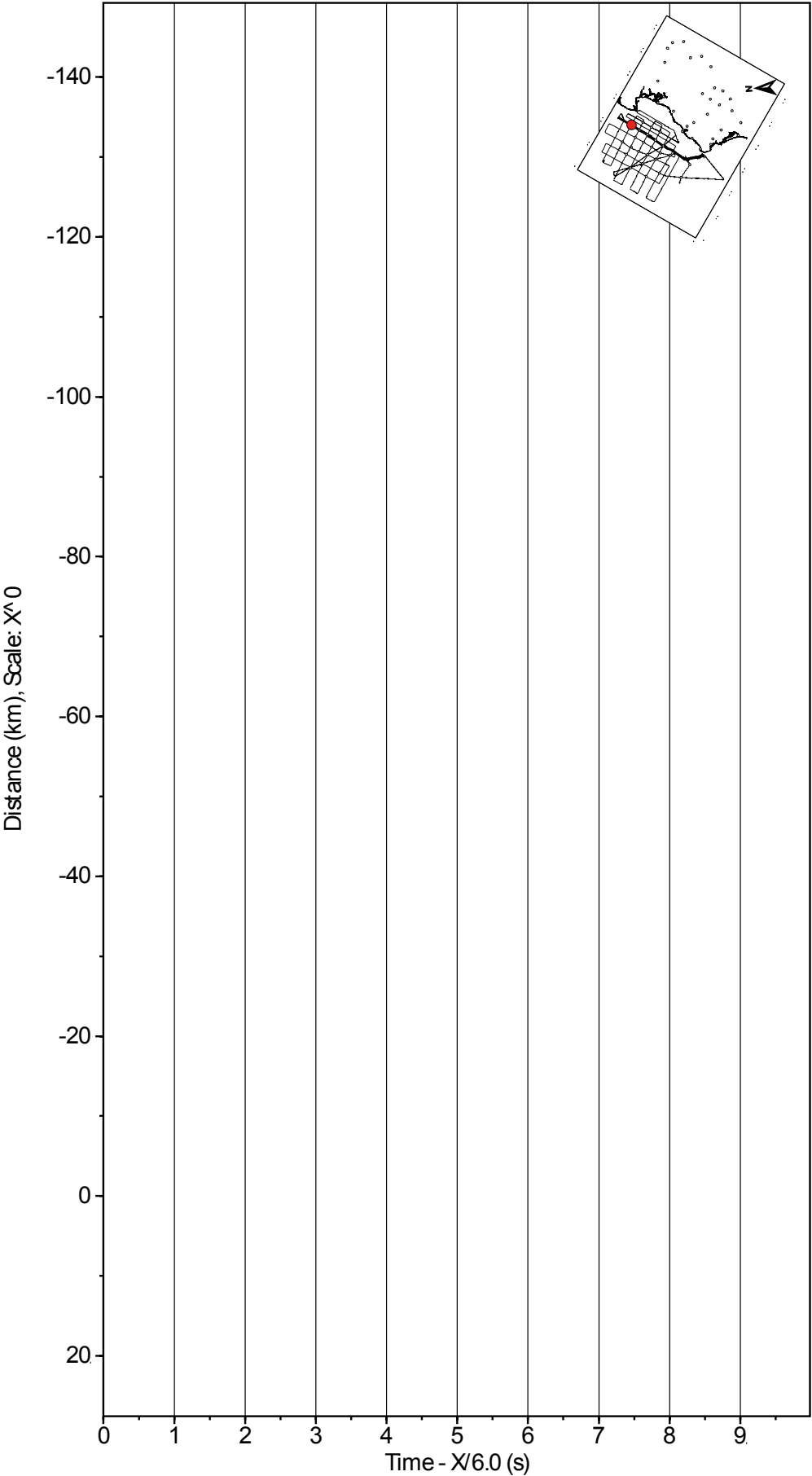
OBS26LINE14, FILTRE 5-15-Hz, V



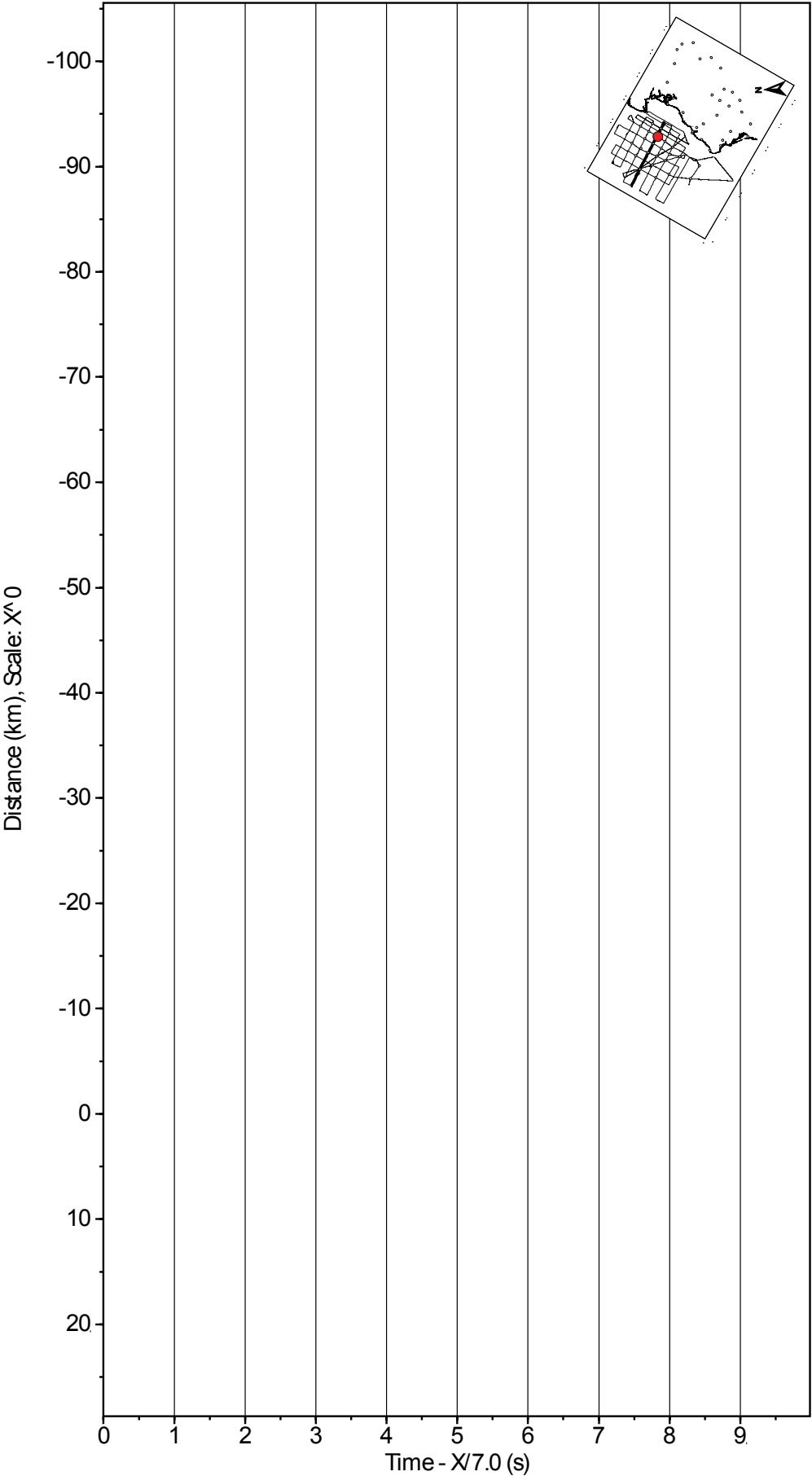
OBS11LINE20, FILTRE 5-10 Hz, HD



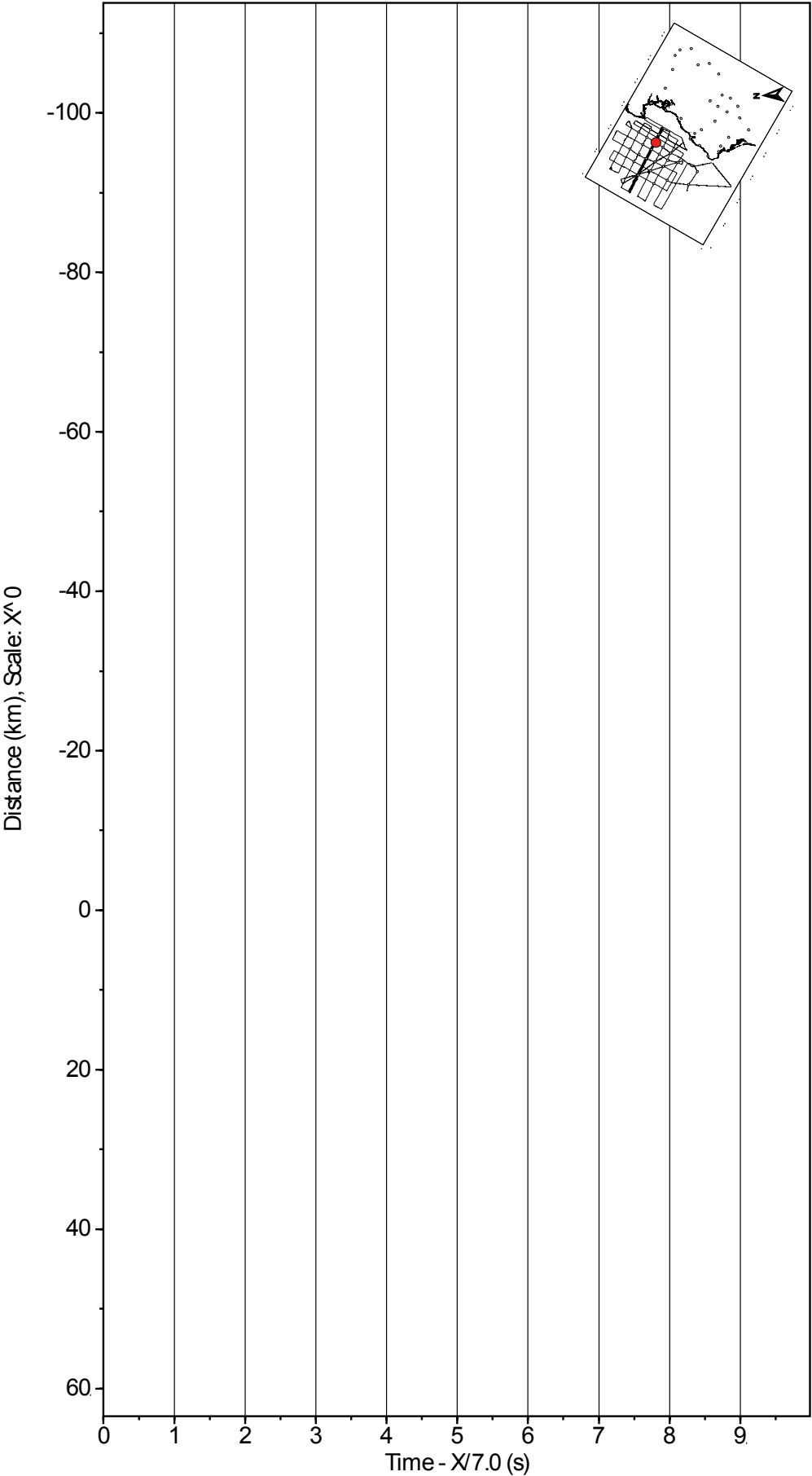
OBS11LINE24, FILTER 5-10 Hz, V



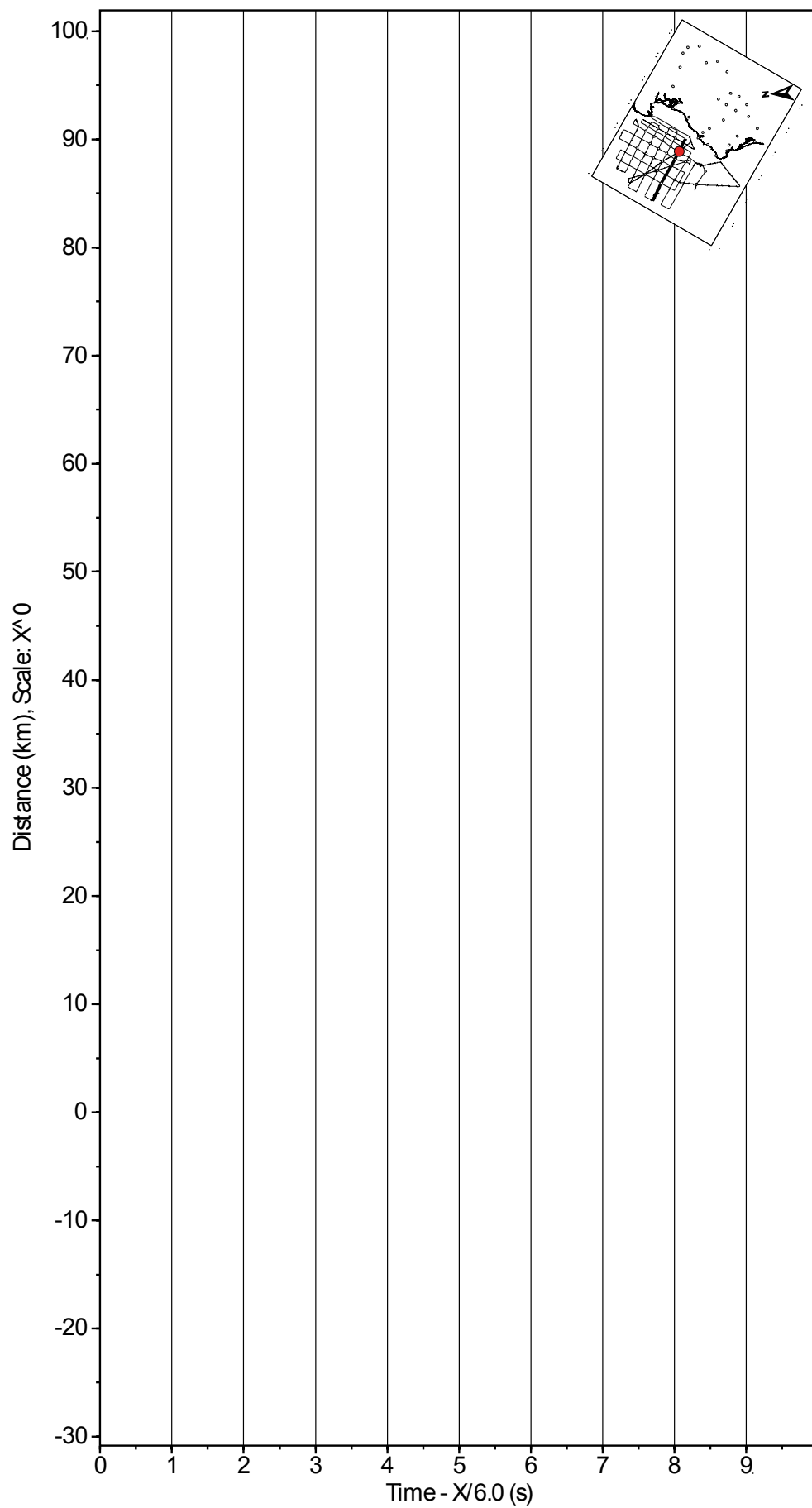
OBS12LINE16, FILTER 5-15 Hz, HD

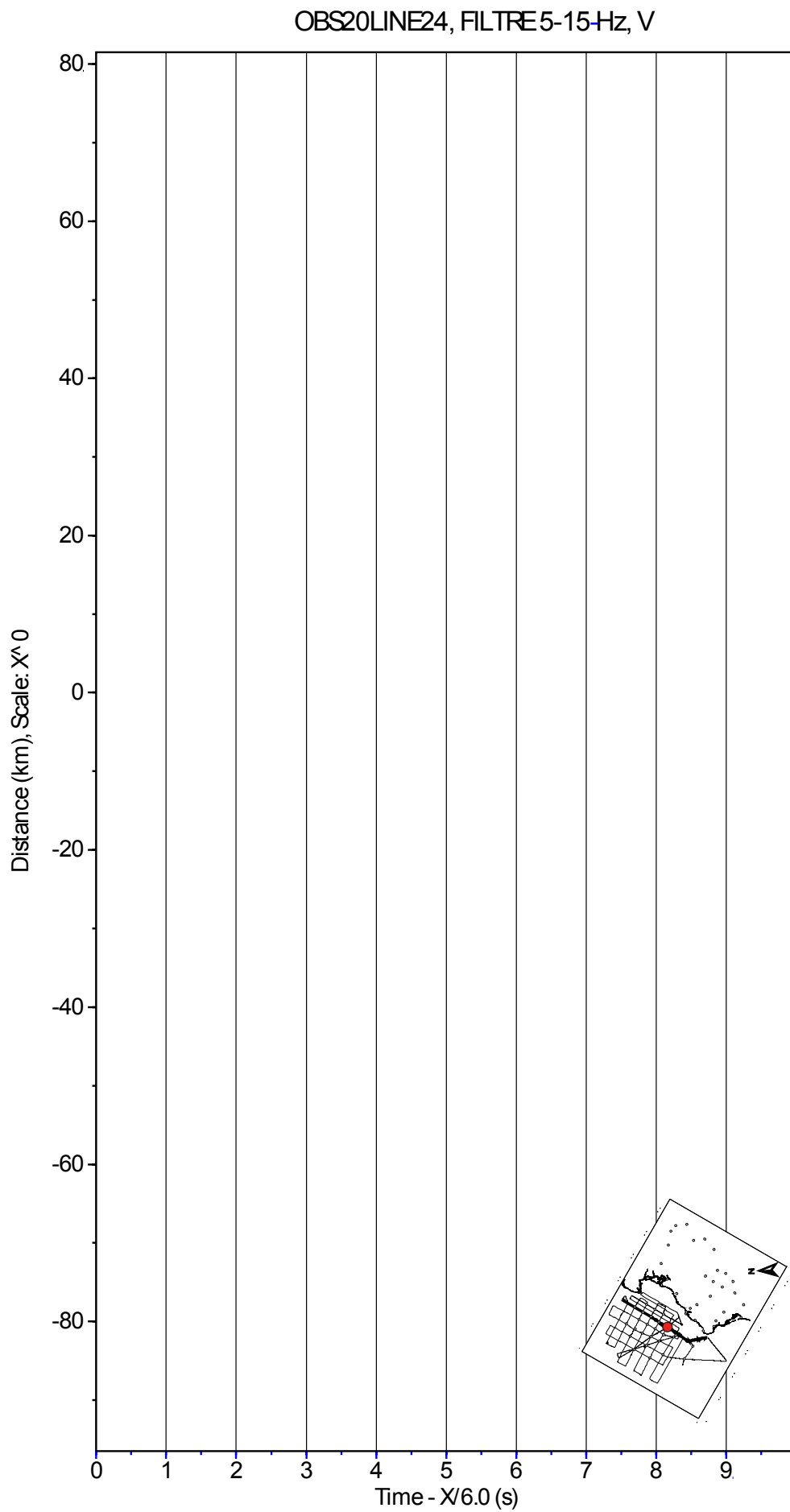


OBS12LINE24, FILTER 5-15 Hz, HD

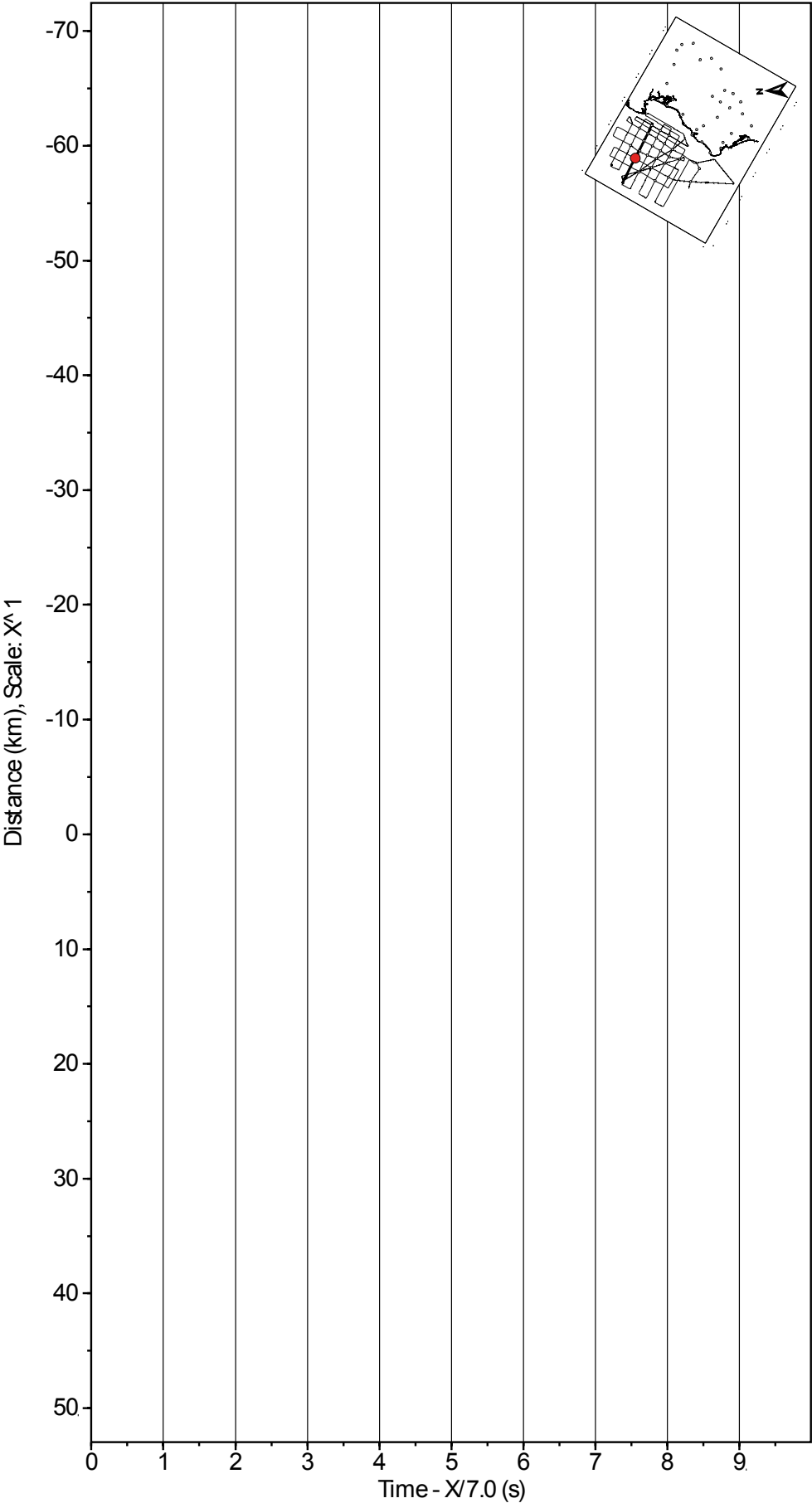


OBS20LINE14, FILTRE 5-15-Hz, V

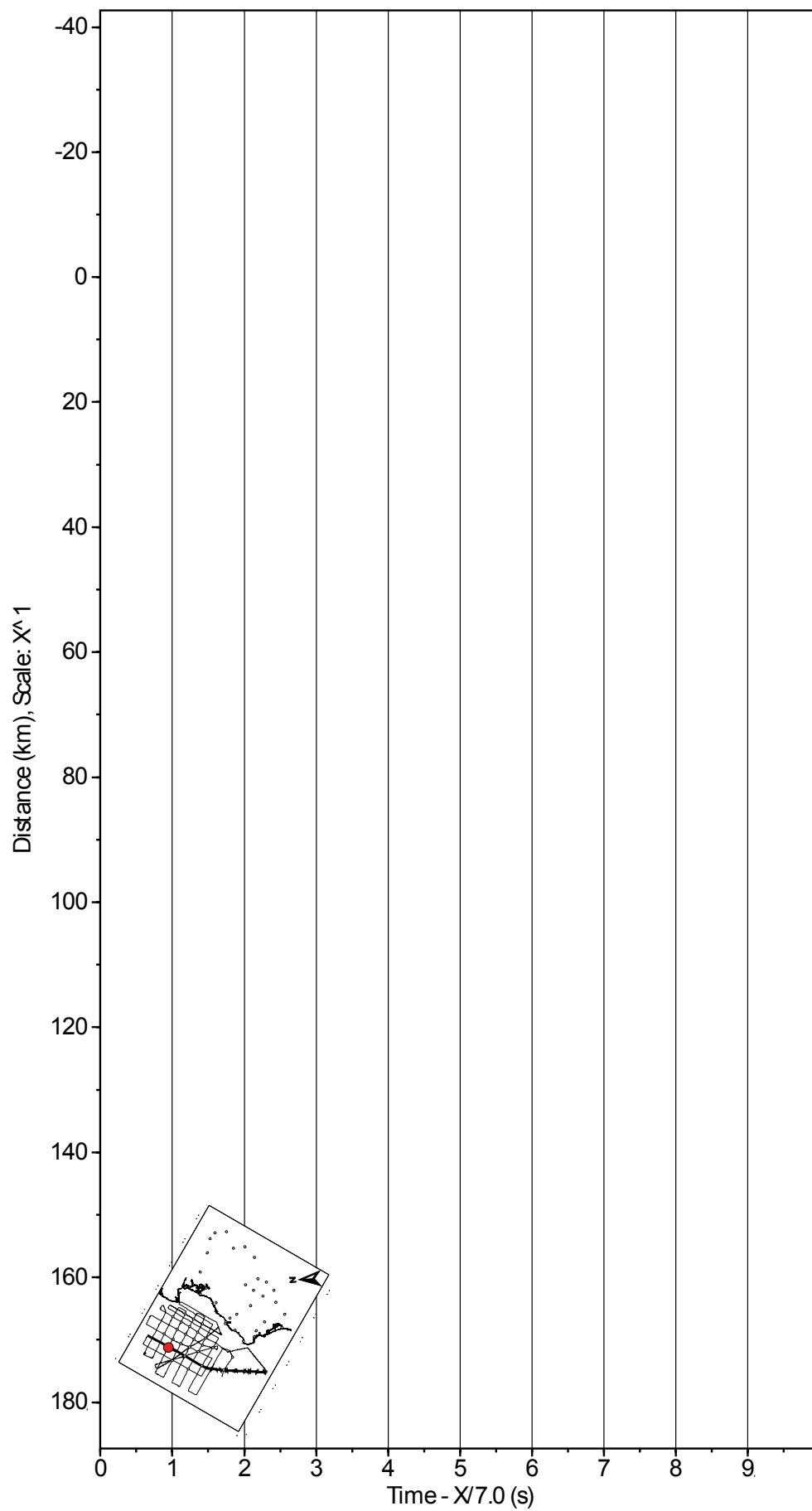




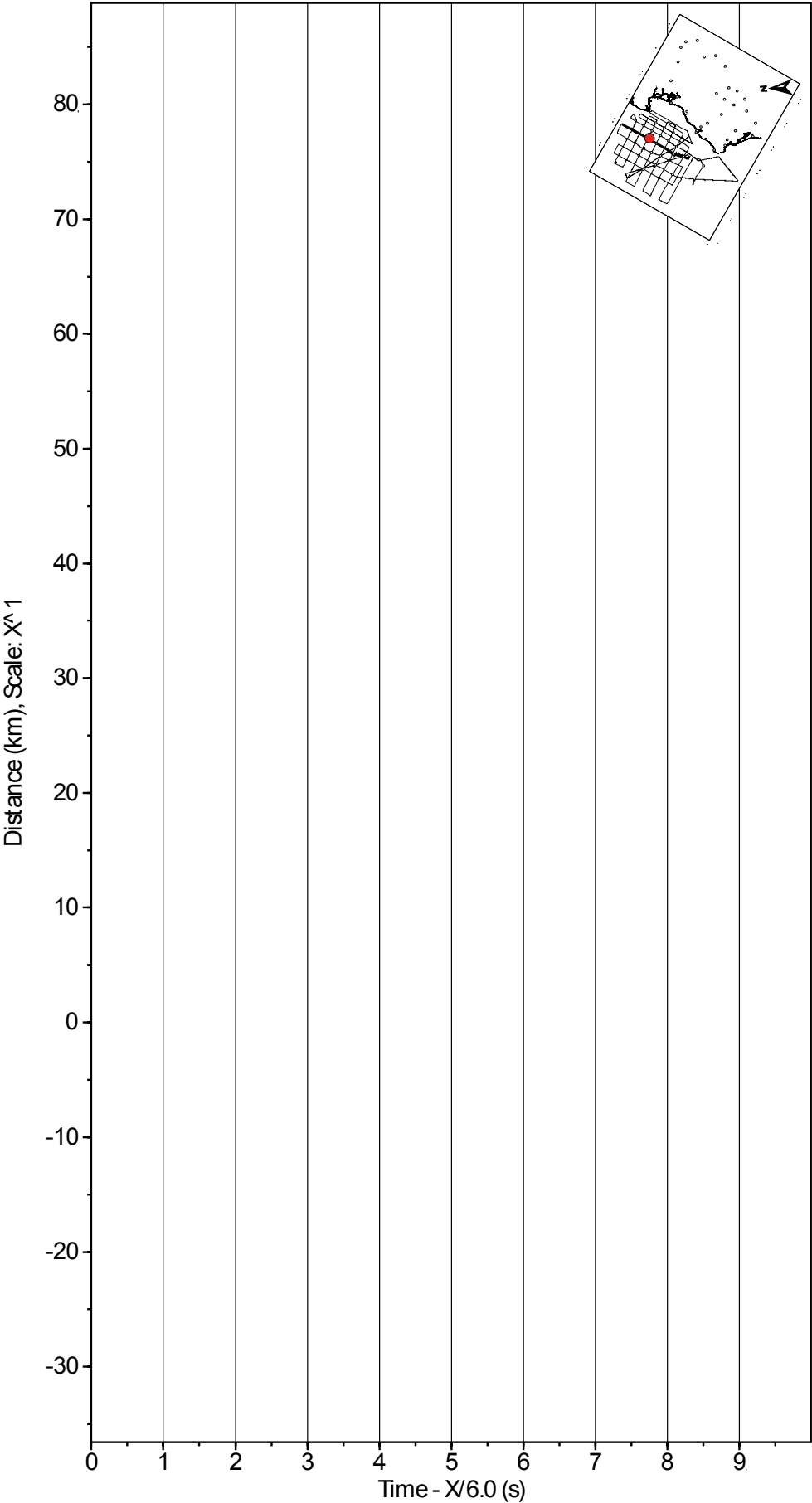
OBS08LINE18, FILTRE 5-10 Hz, HD



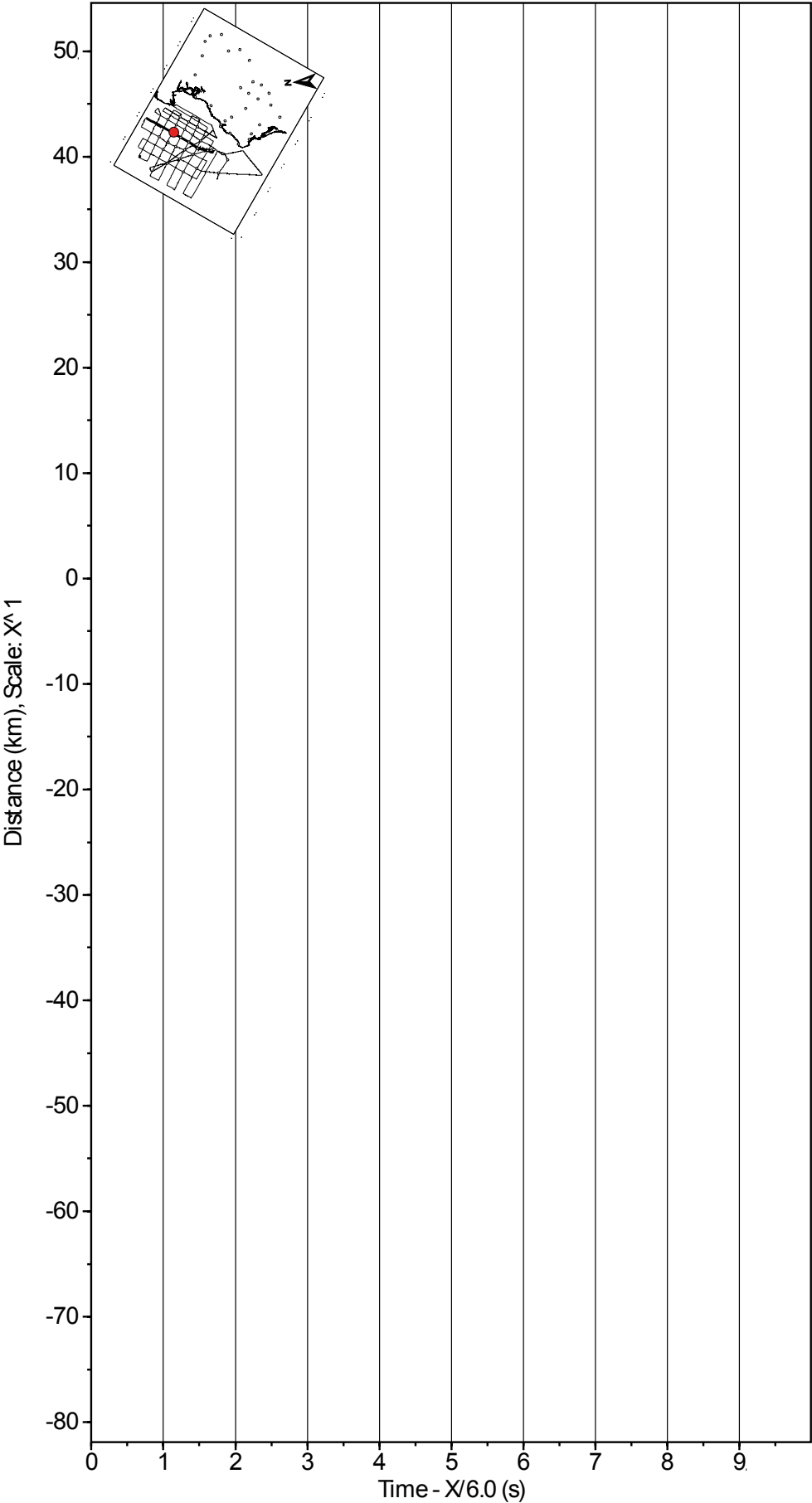
OBS08LINE26, FILTRE 5-10 Hz, HD



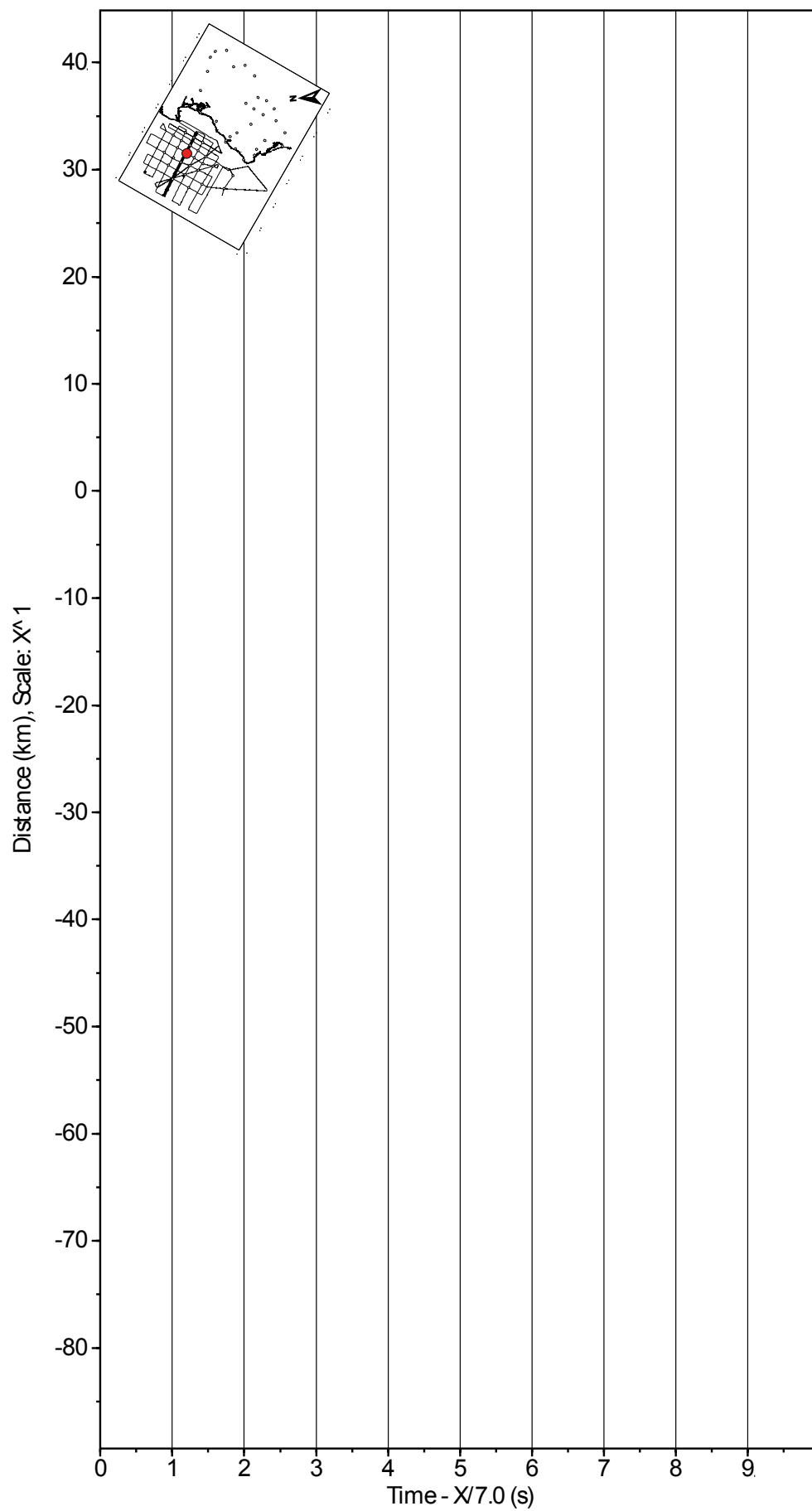
OBS06LINE18, FILTER 5-10 Hz, V



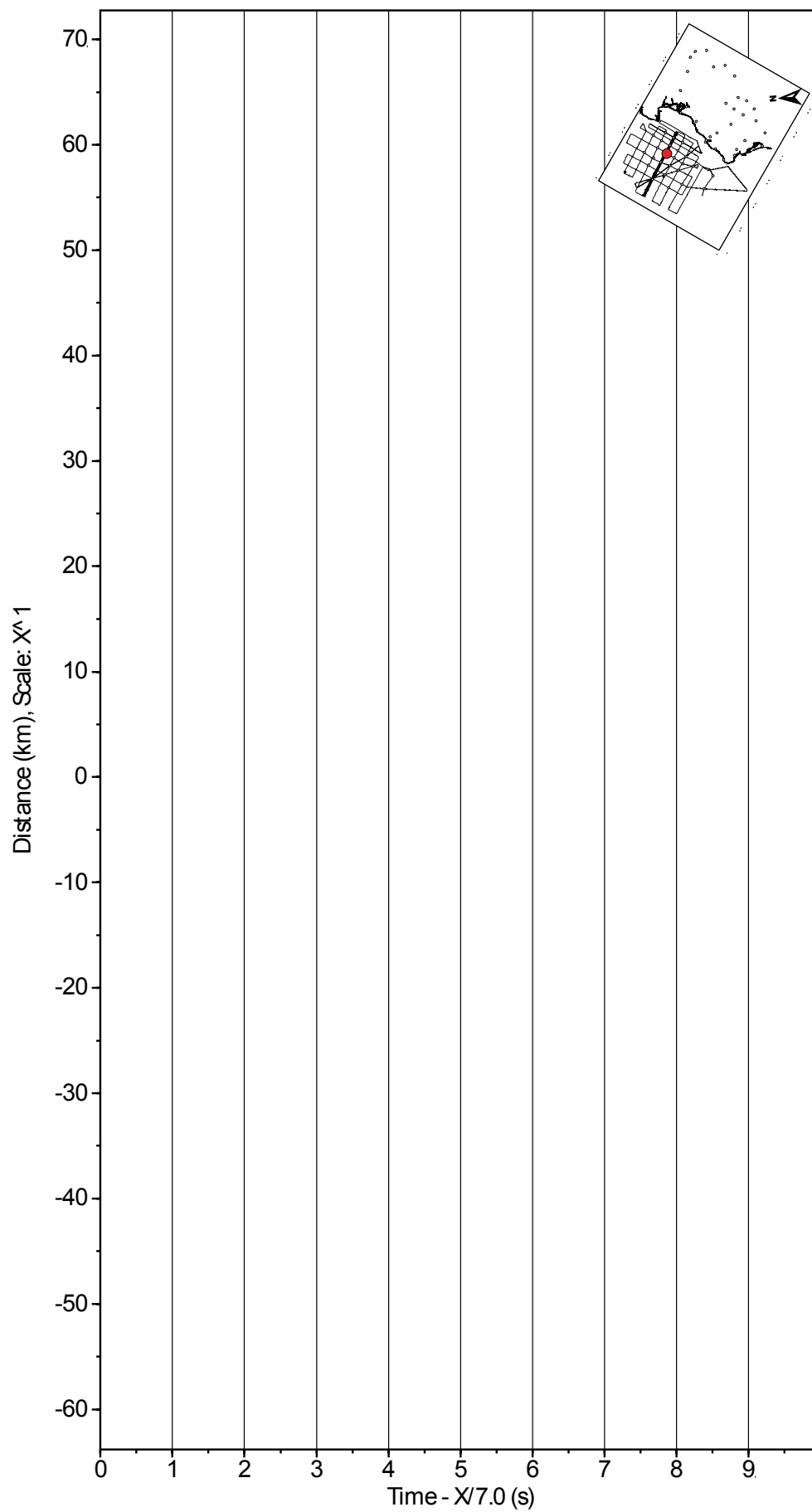
OBS06LINE32, FILTRE 5-10 Hz, HD



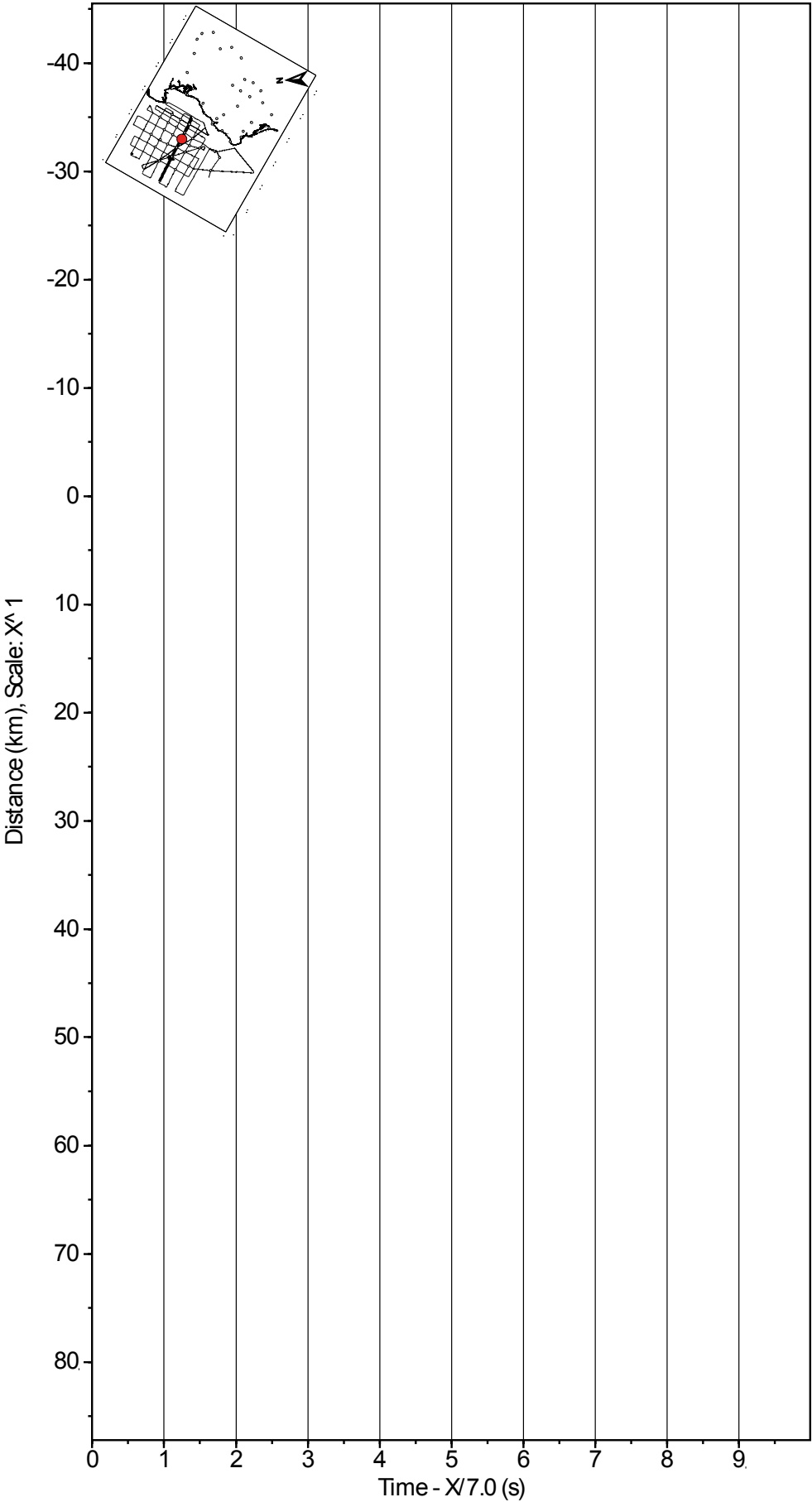
OBS24LINE16, FILTRE 5-15-Hz, V



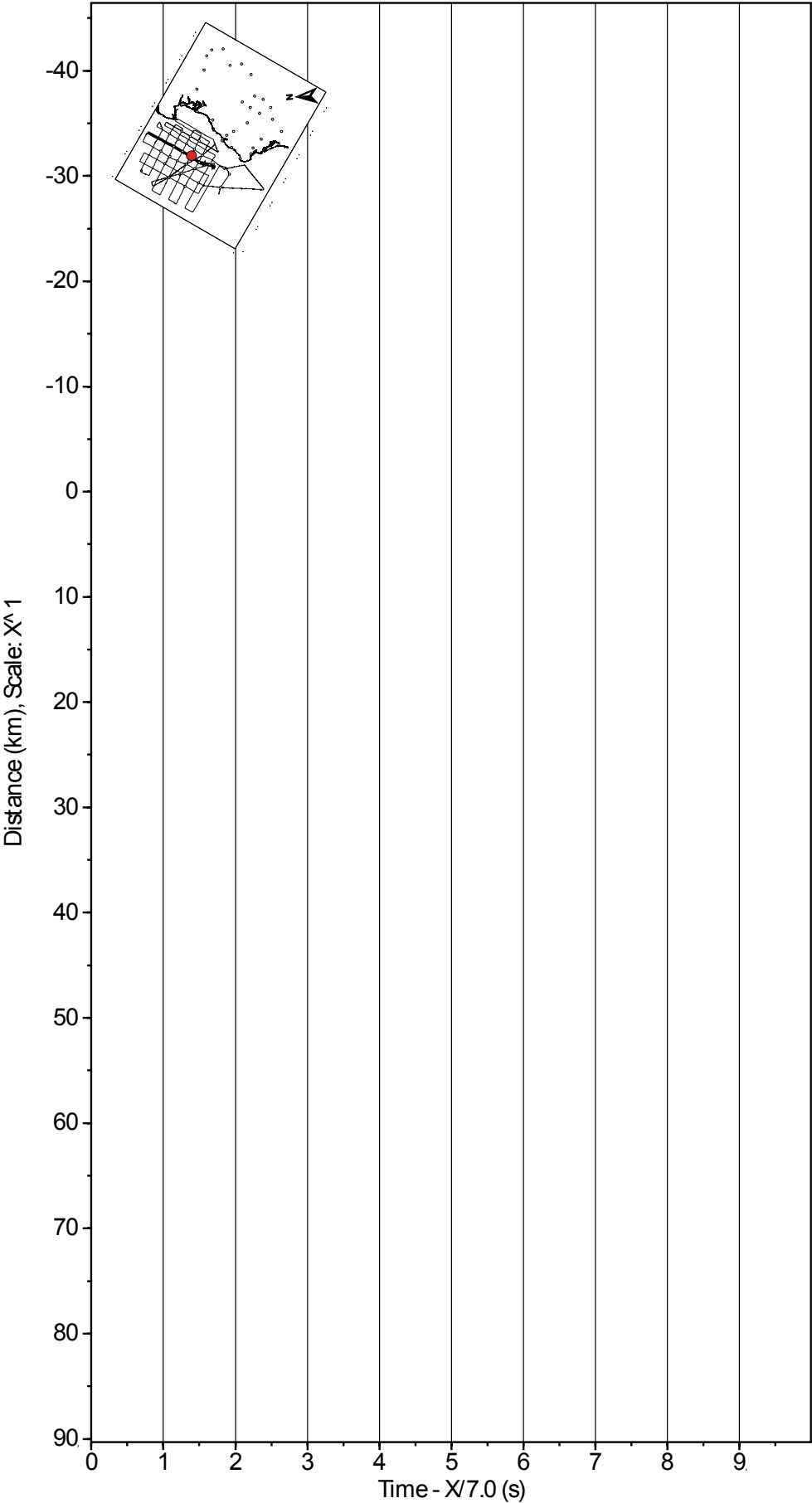
OBS24LINE32, FILTRE 5-15-Hz, V



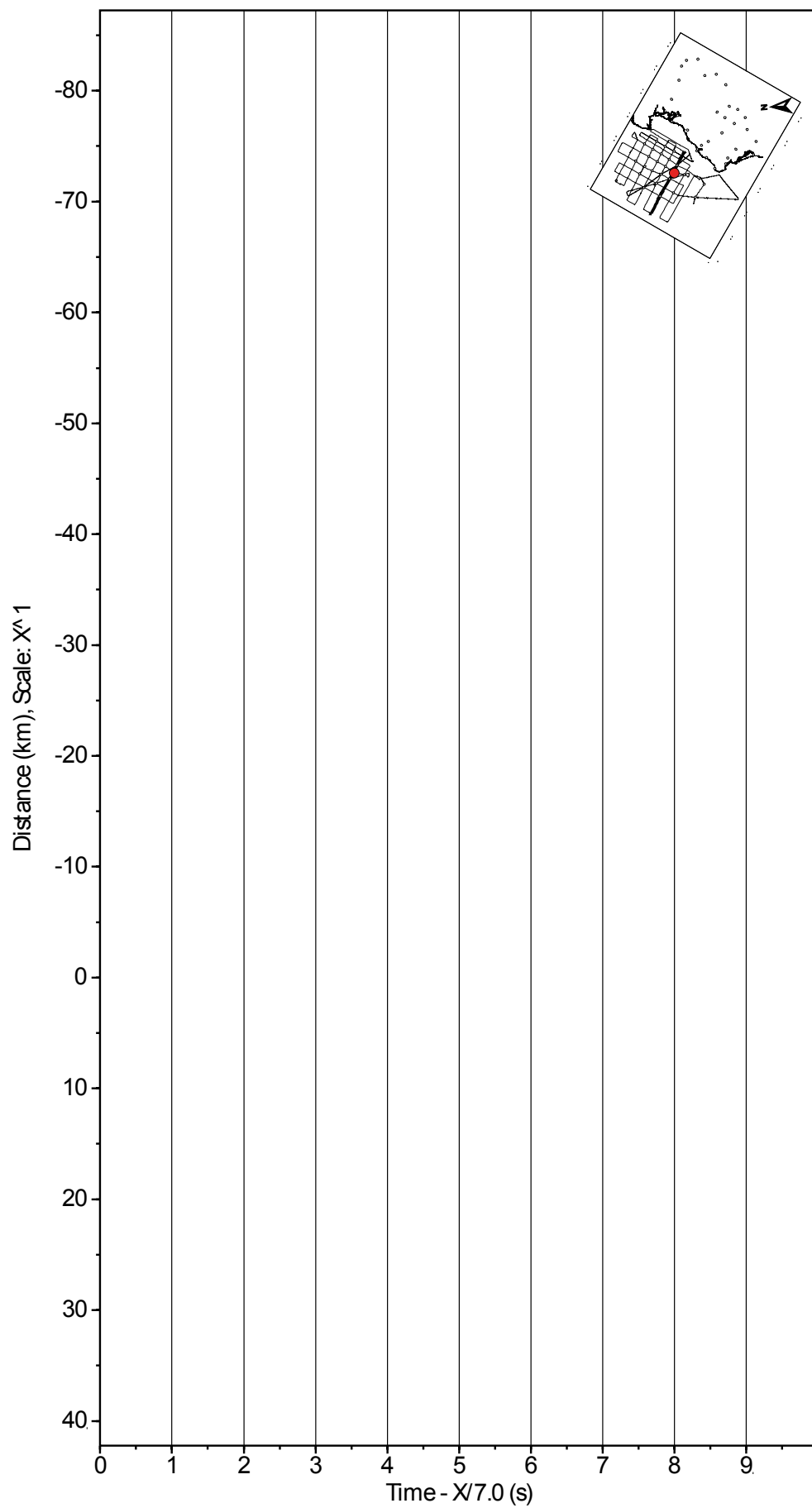
OBS05LINE14, FILTER 5-10 Hz, HD



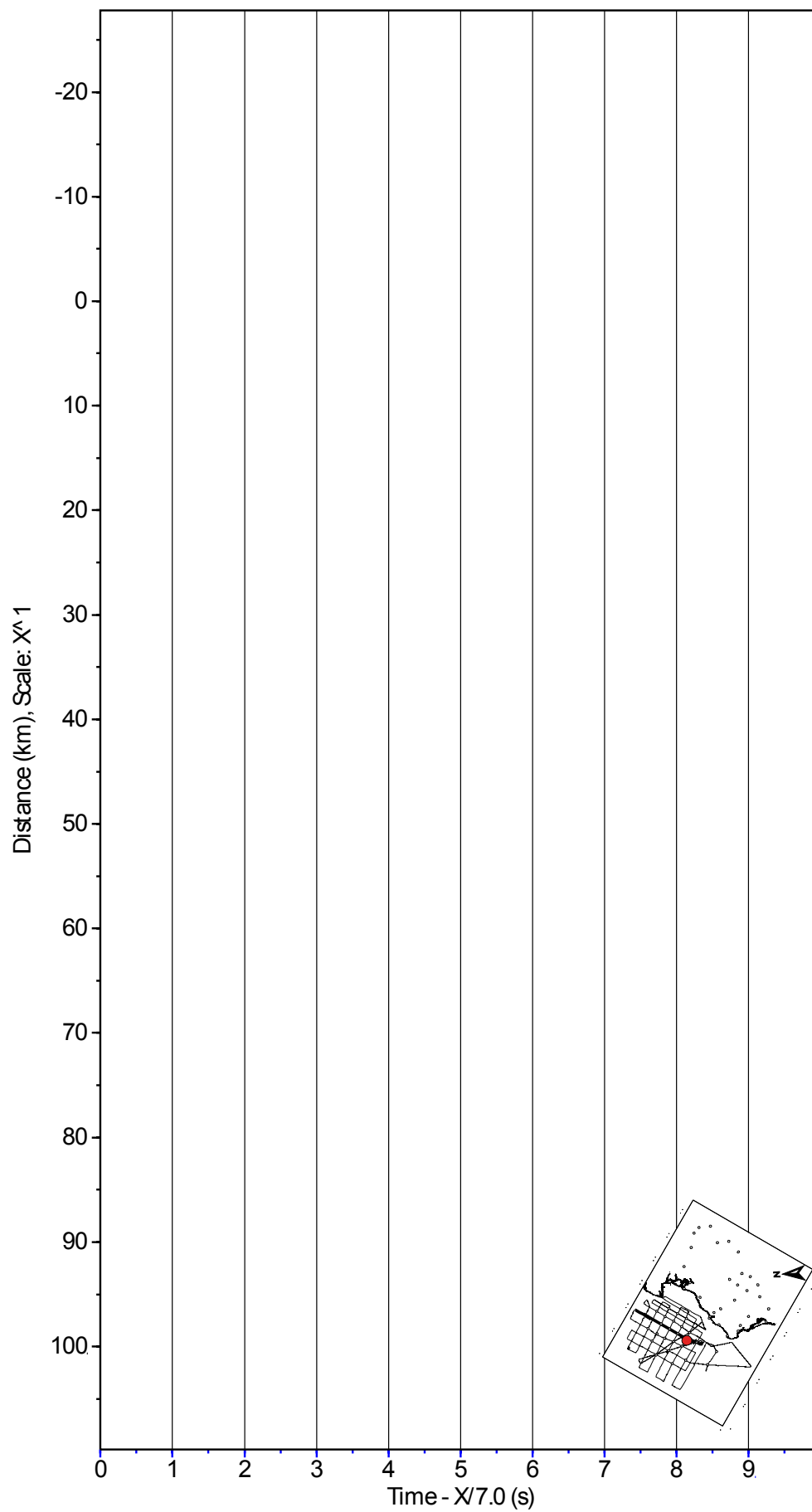
OBS05LINE32, FILTRE 5-10 Hz, HD



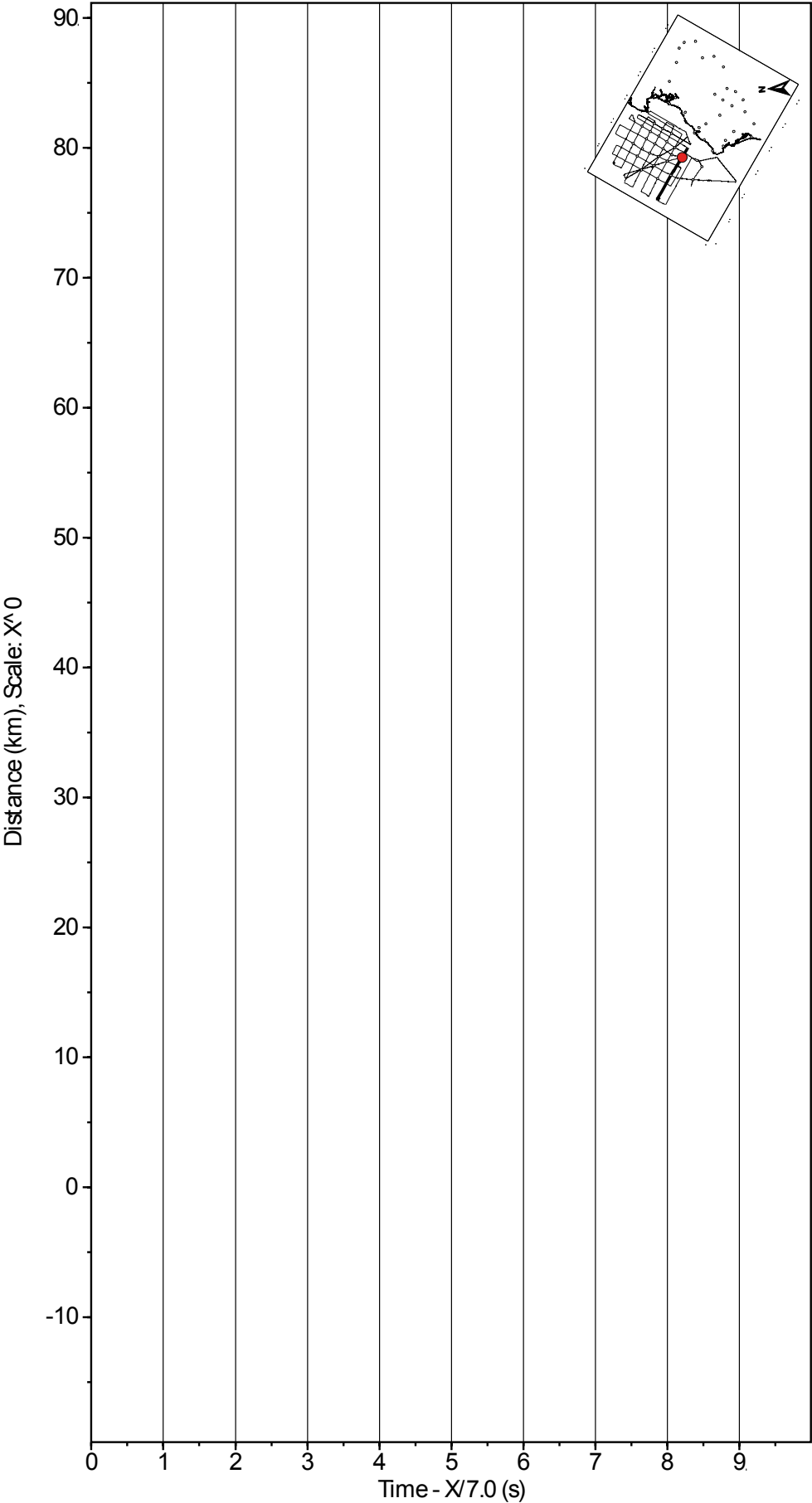
OBS22LINE12, FILTRE 5-10-Hz, V



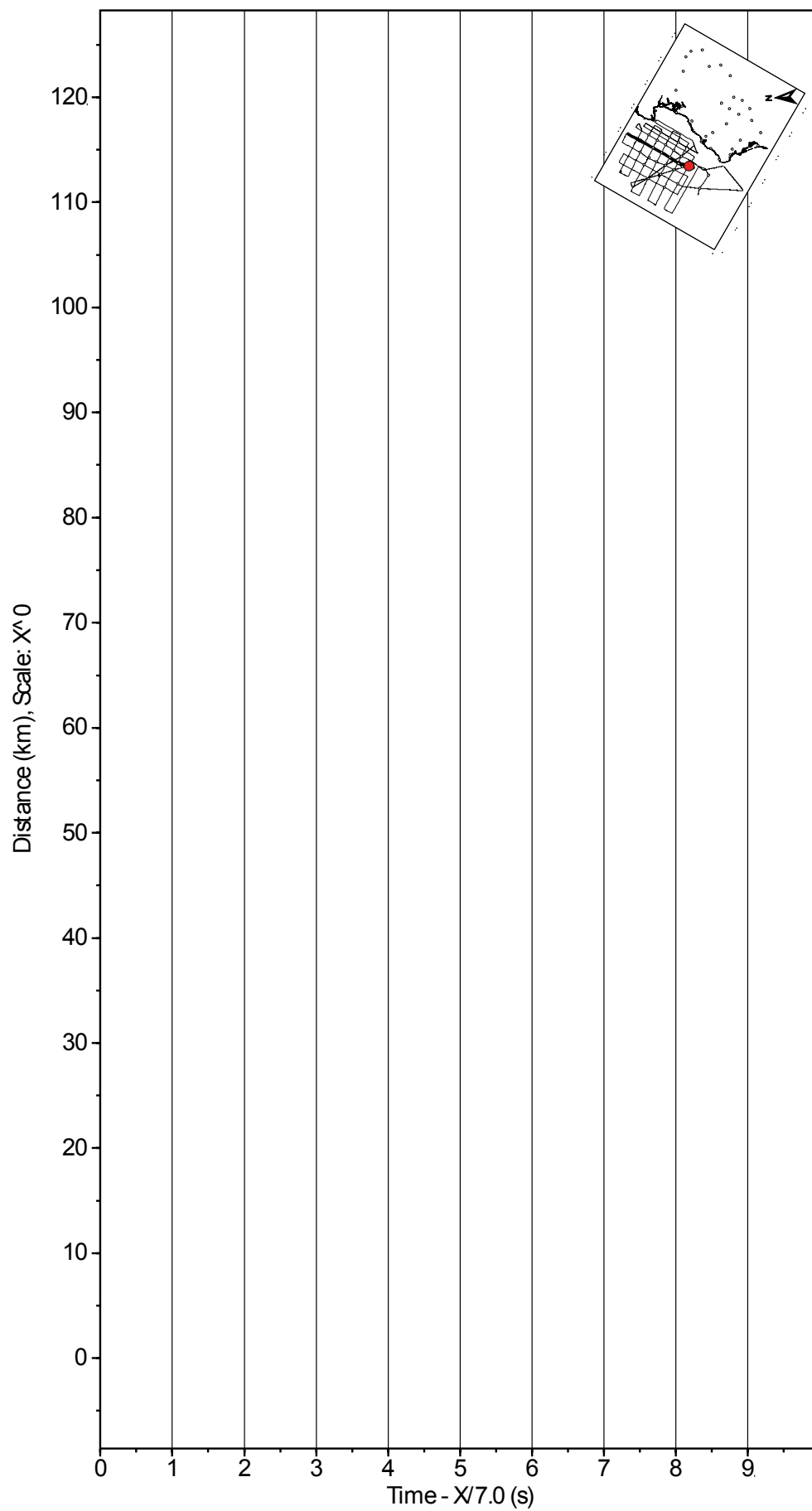
OBS22LINE32, FILTRE 5-10-Hz, V



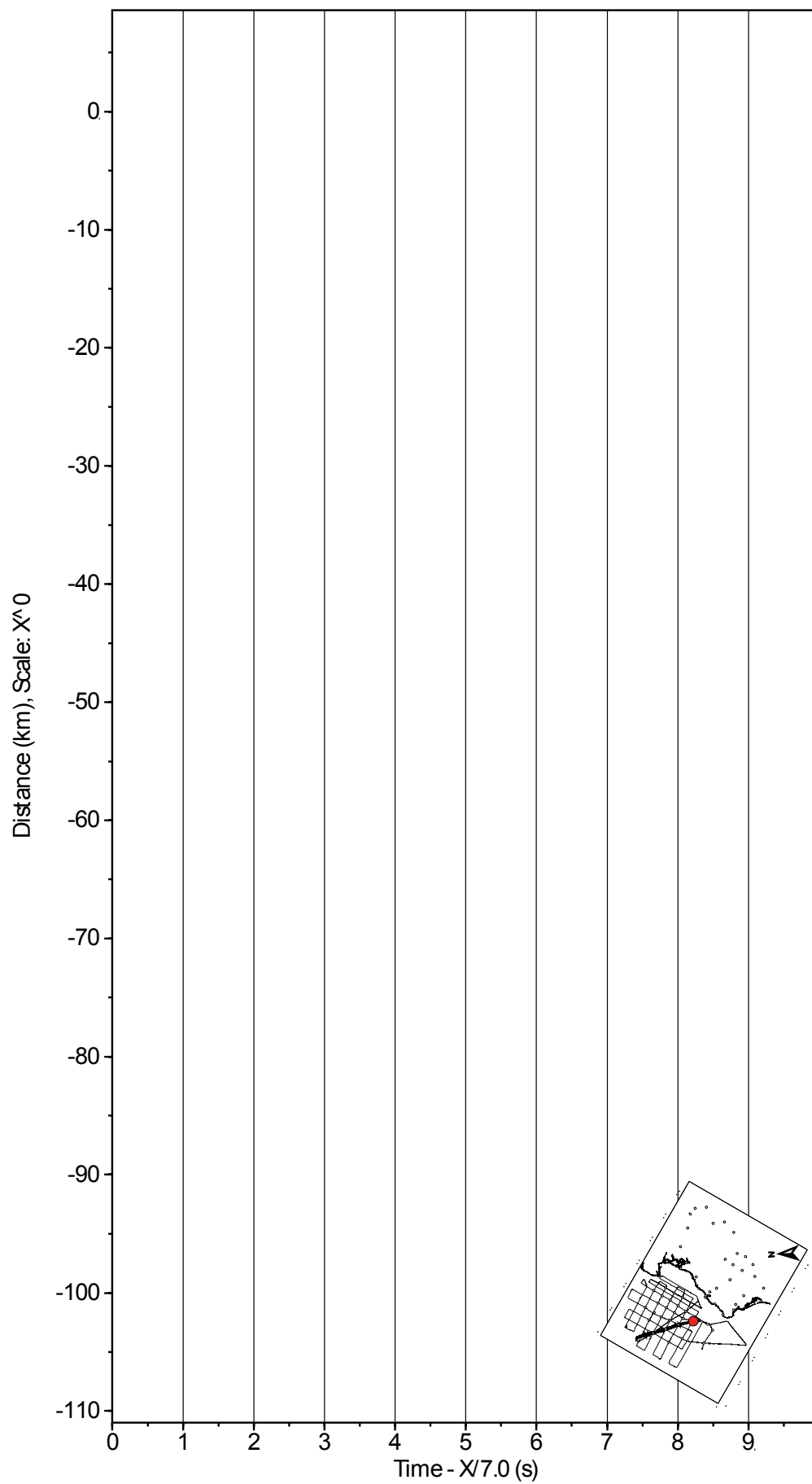
OBS13LINE05, FILTER 5-15 Hz, V



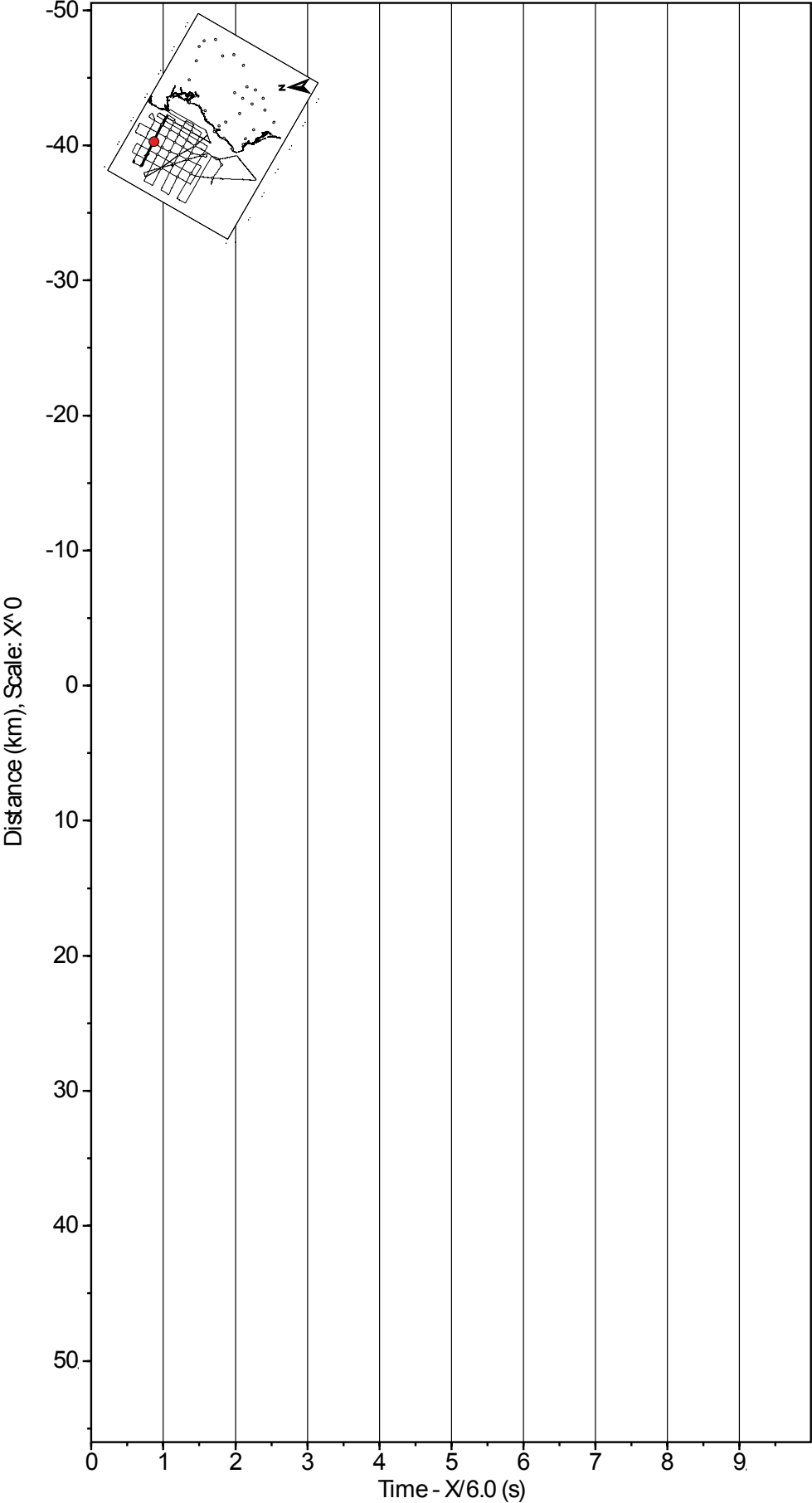
OBS13LINE32, FILTER 5-15 Hz, V



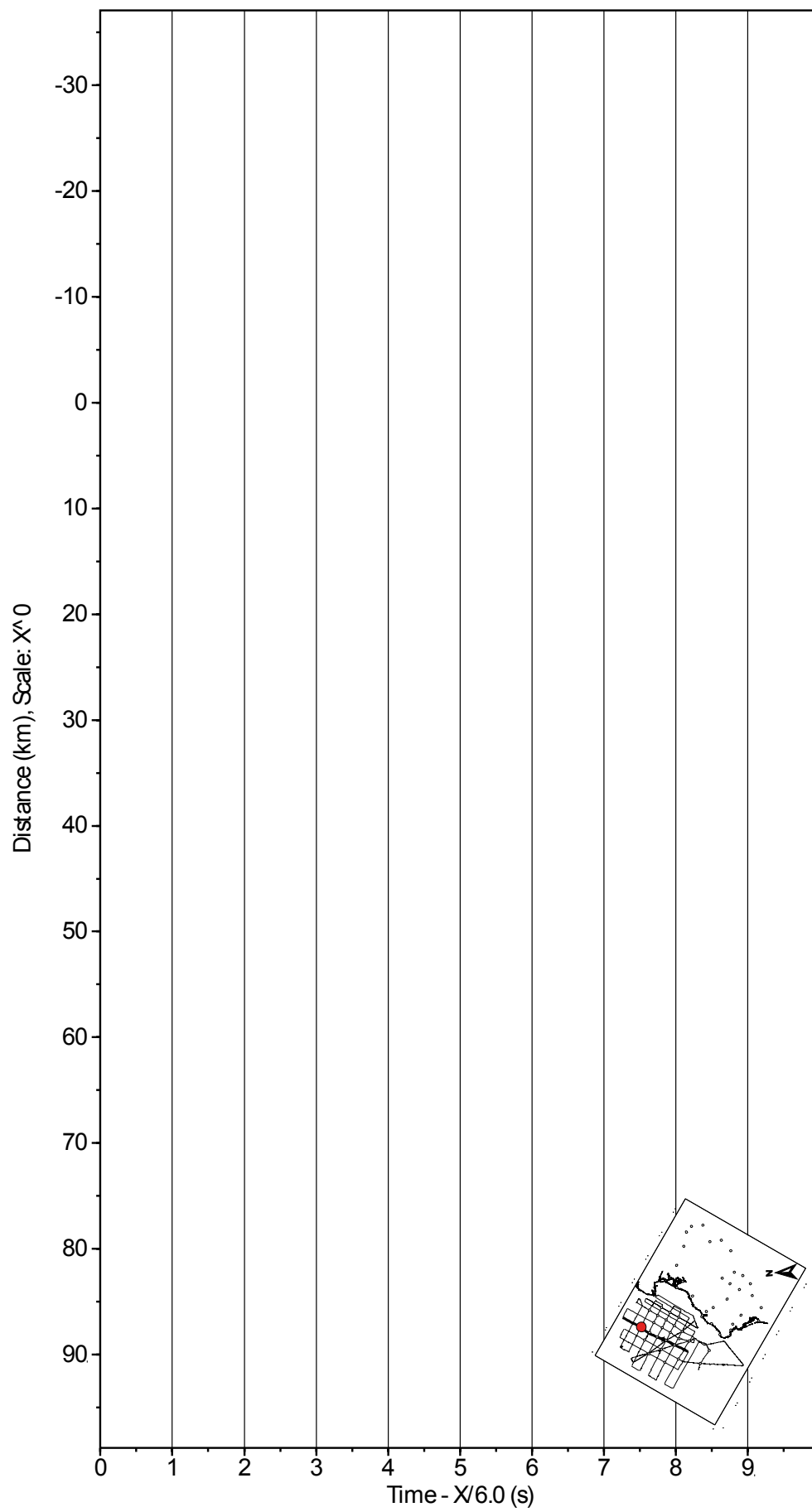
OBS13LINE32, FILTER 5-15 Hz, HD



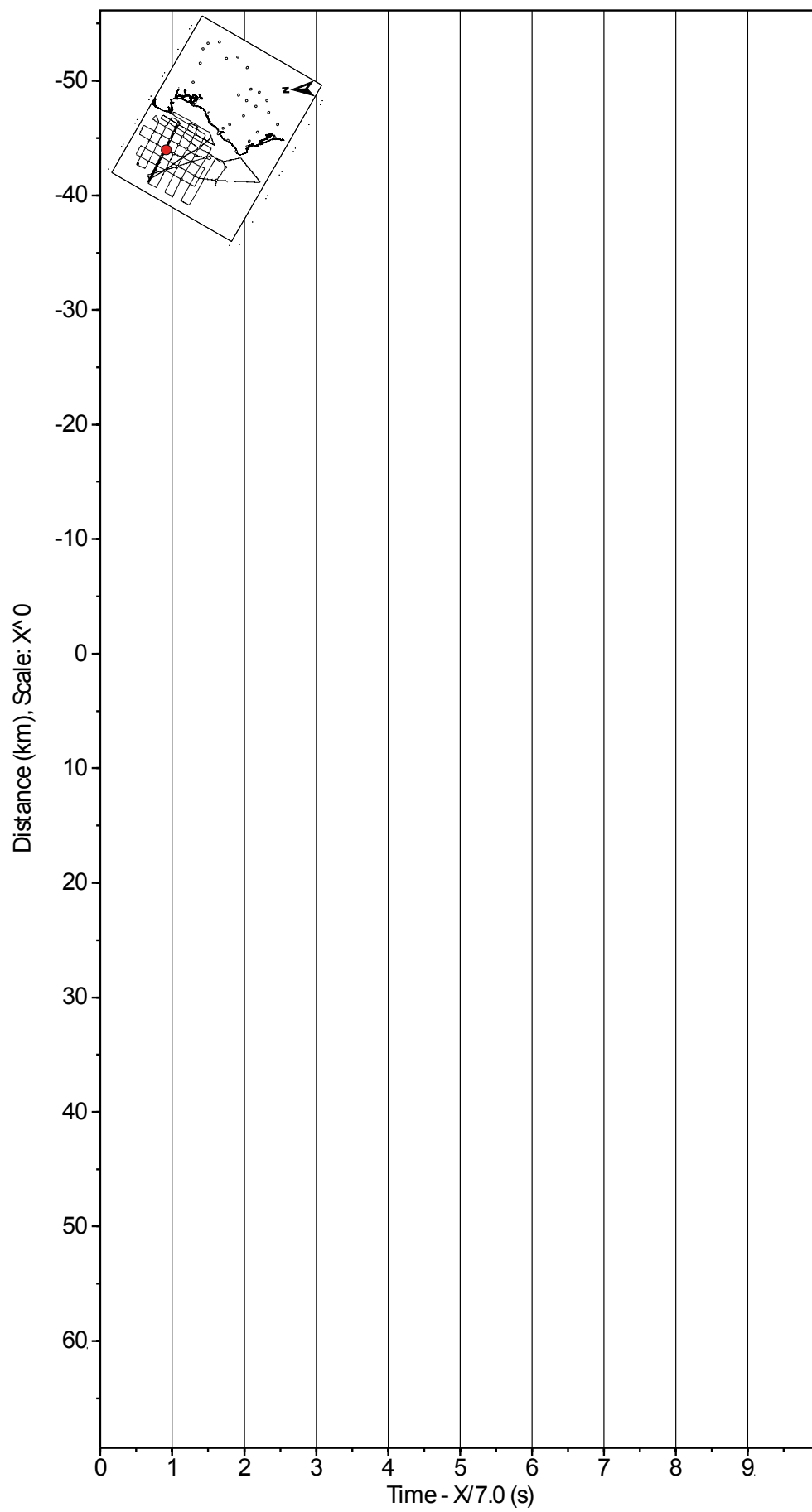
OBS15LINE20, FILTER 5-15 Hz, V



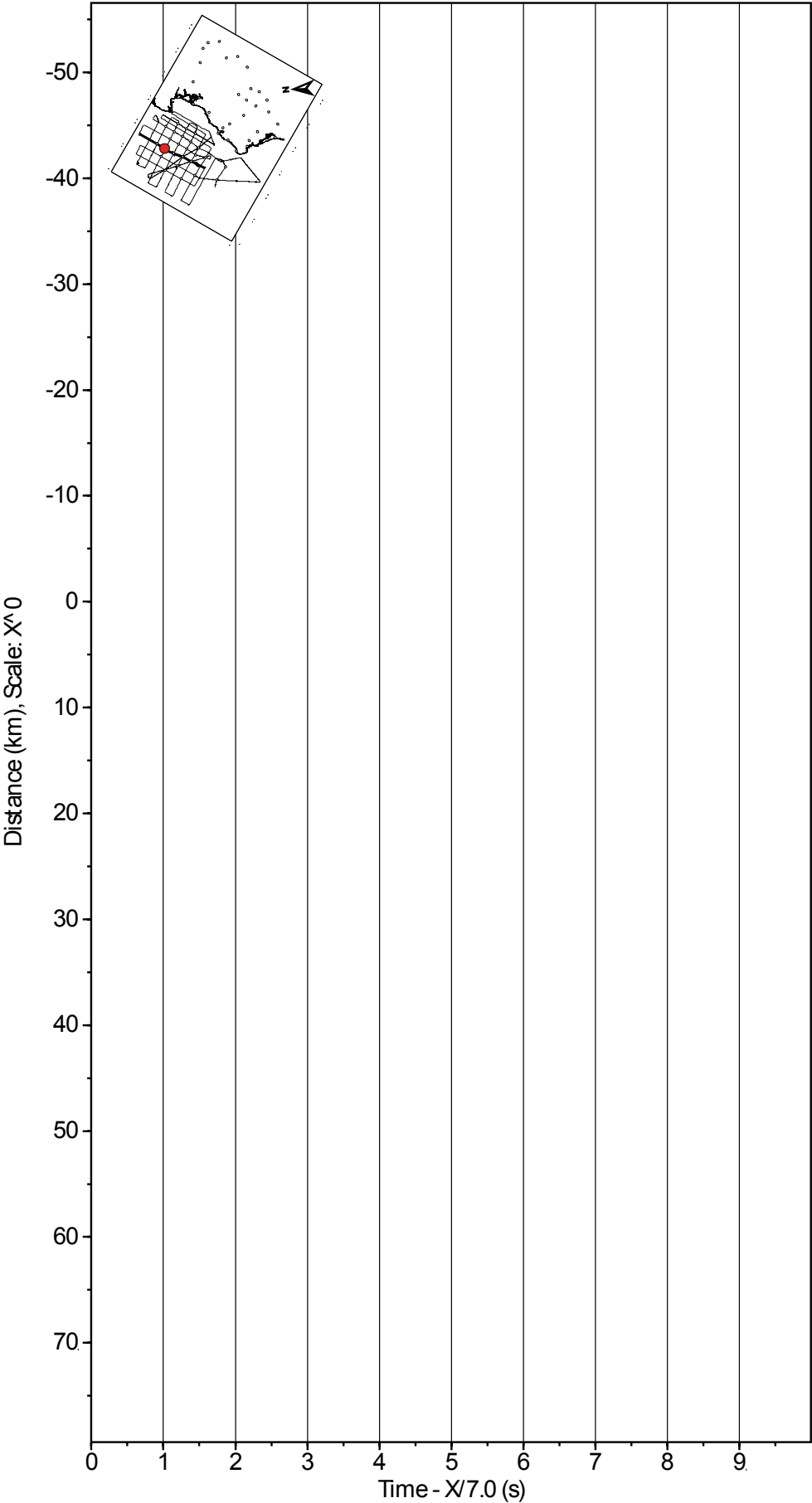
OBS15LINE30, FILTRE 5-15 Hz, HD



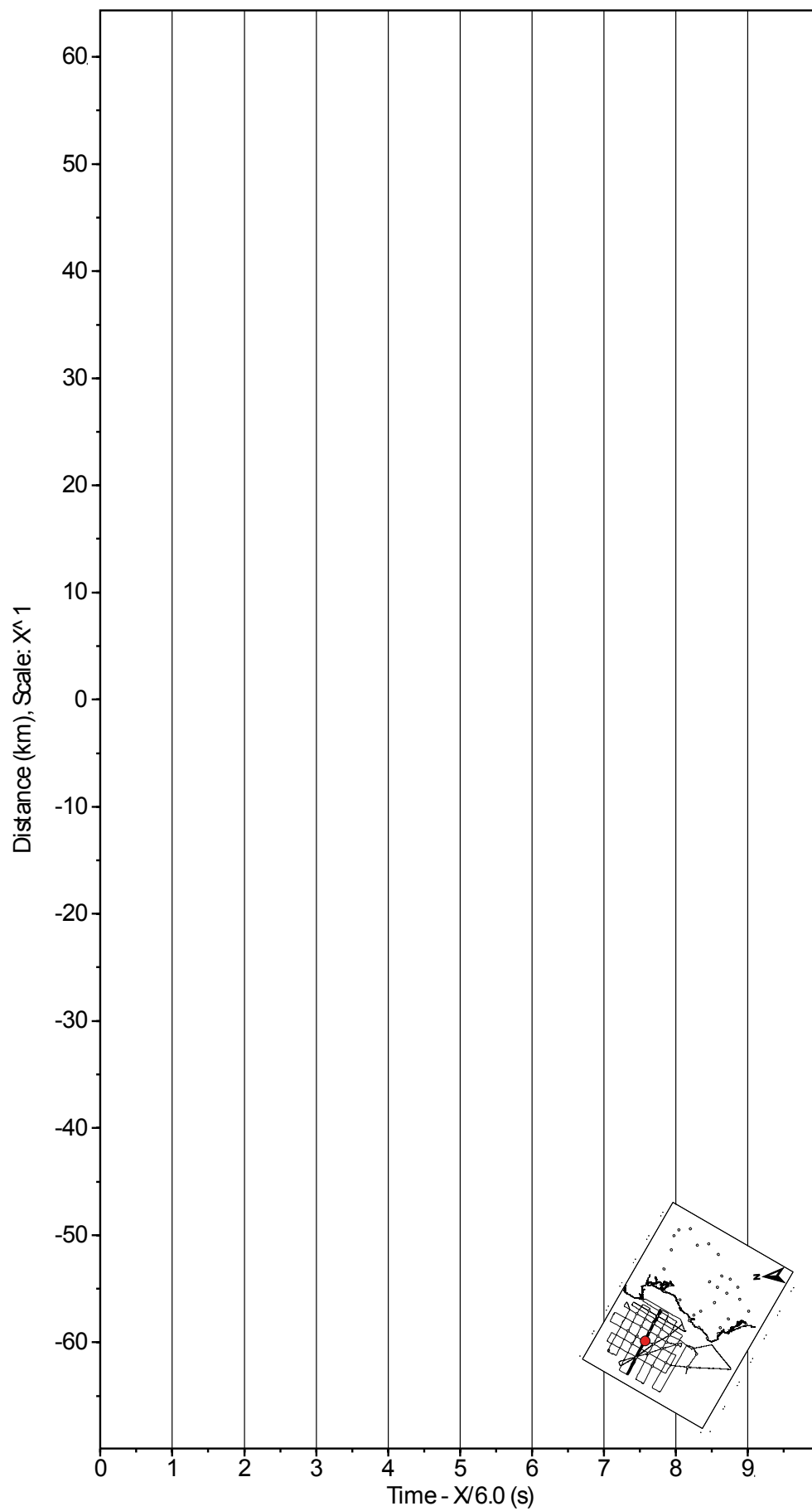
OBS07LINE18, FILTER 5-10 Hz, V



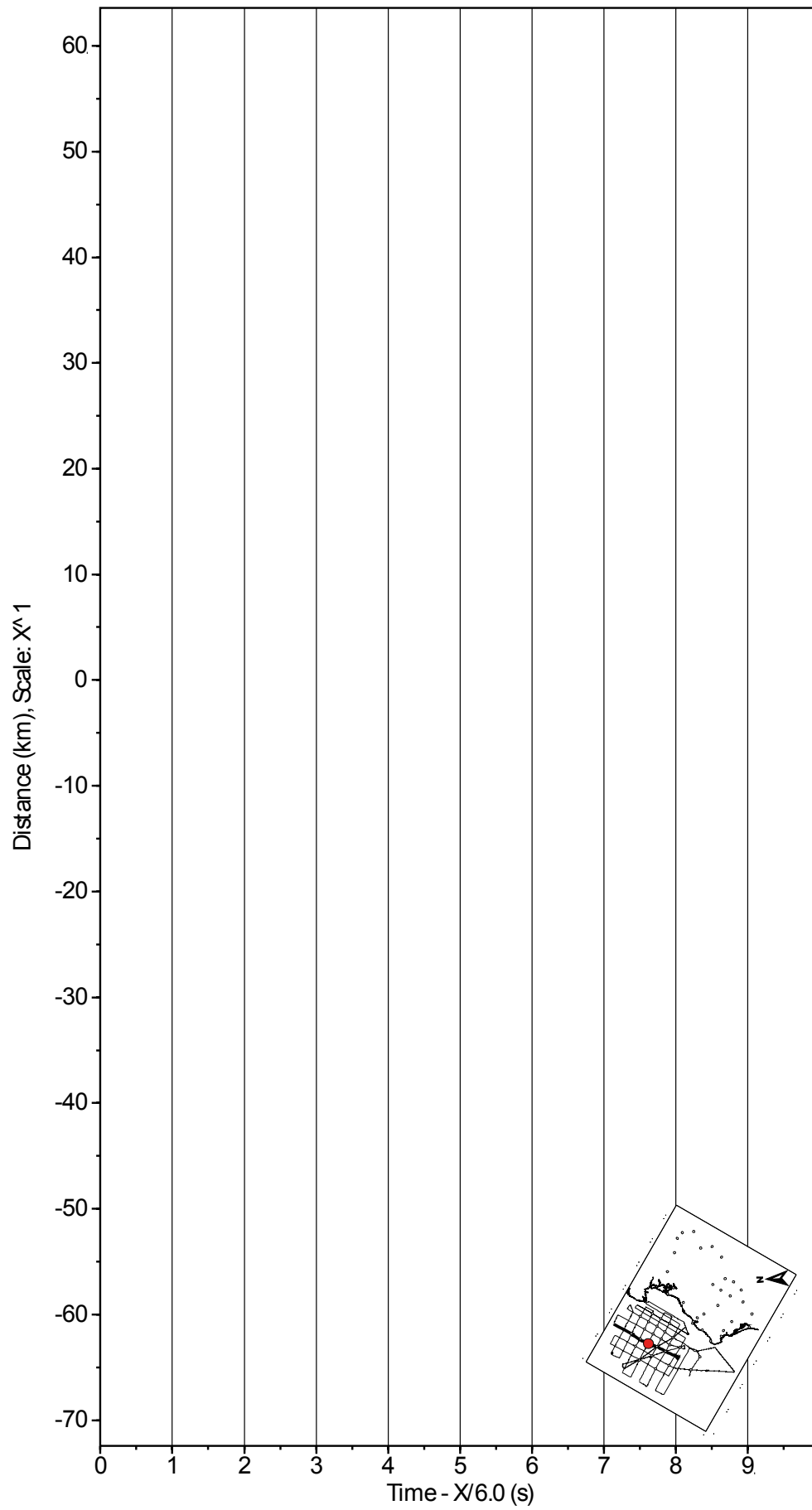
OBS07LINE30, FILTER 5-10 Hz, V



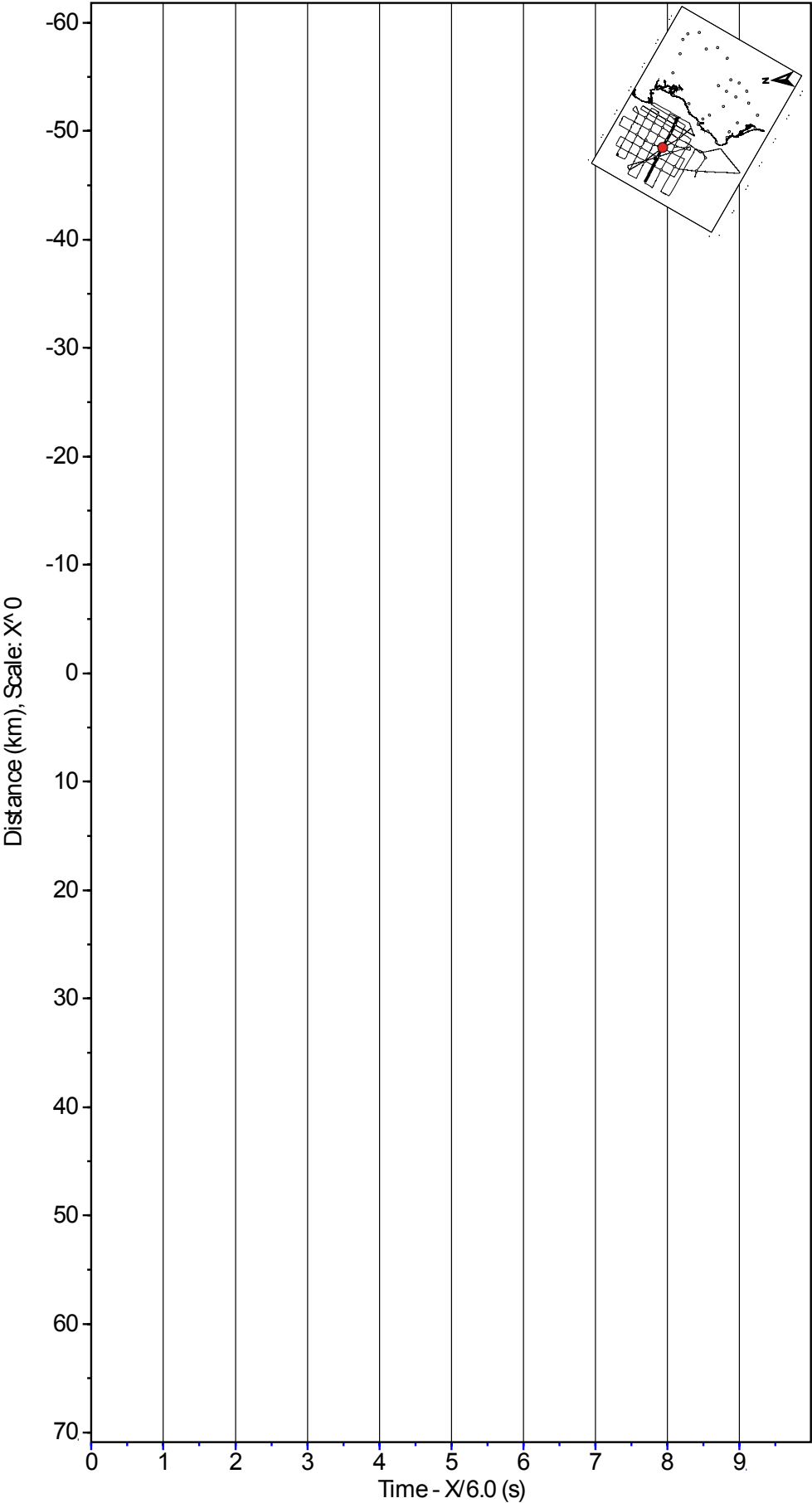
OBS16LINE16, FILTER 5-15 Hz, V



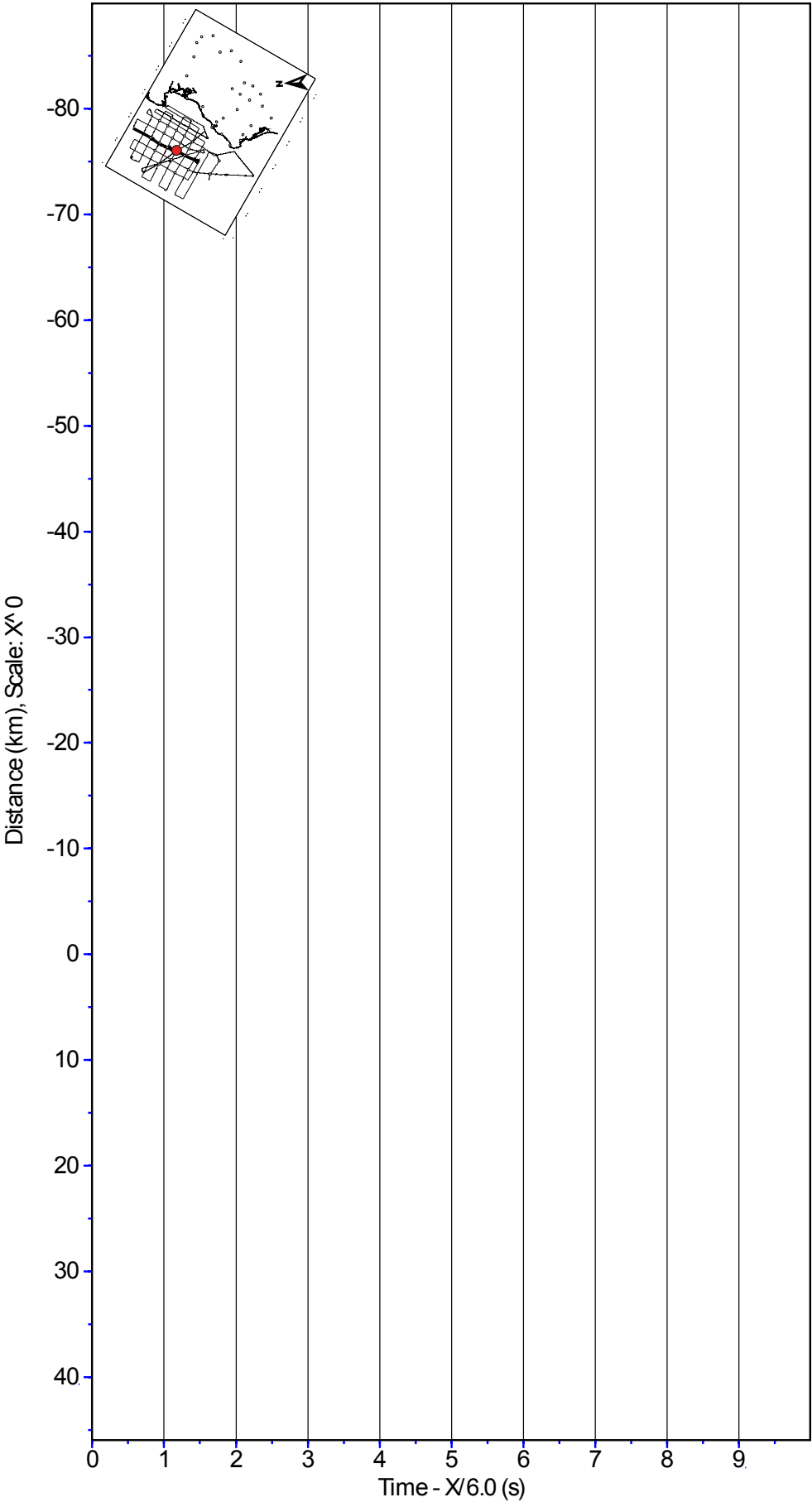
OBS16LINE30, FILTER 5-15 Hz, V



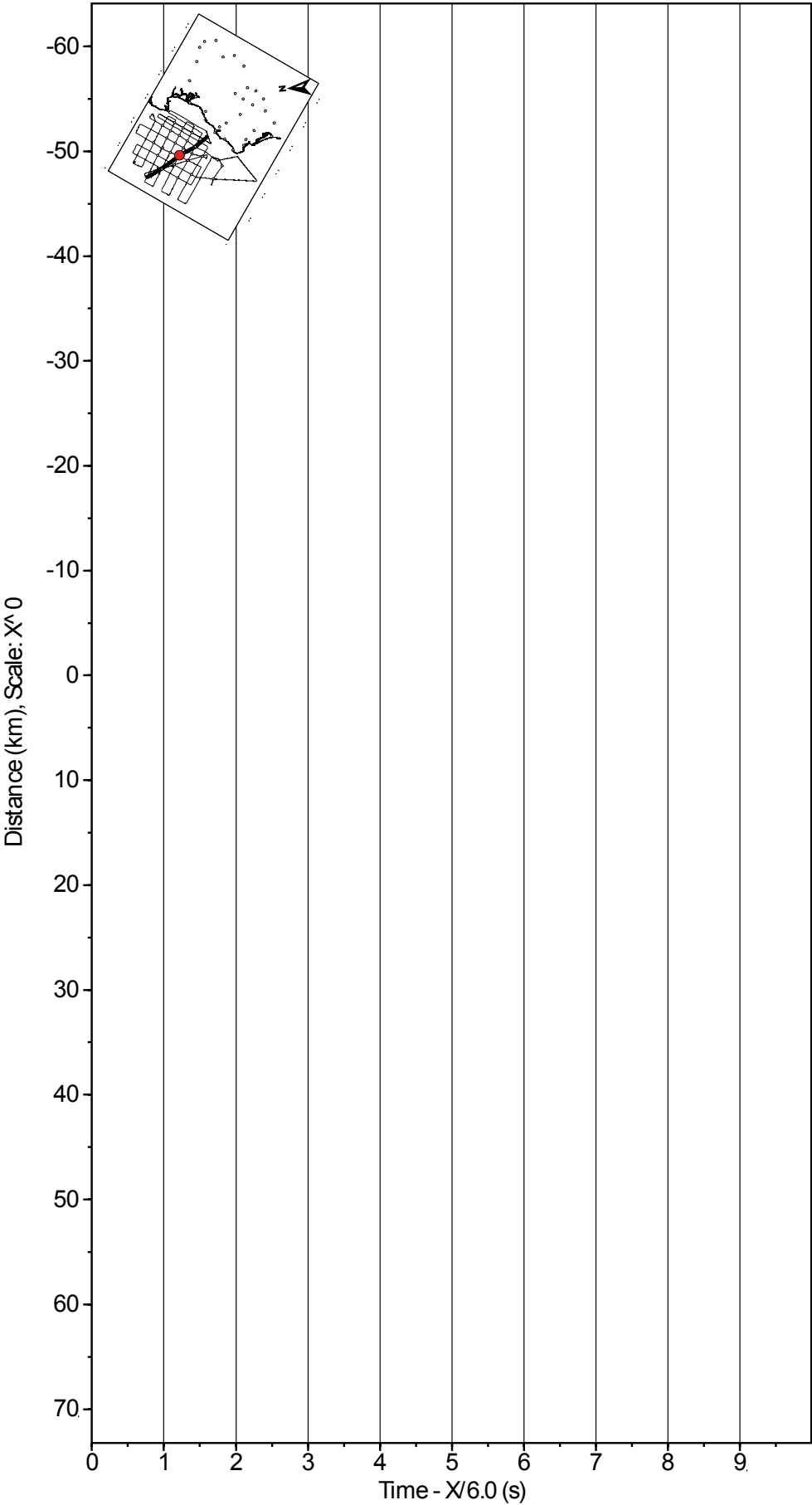
OBS04LINE14, FILTRE 5-15 Hz, HD



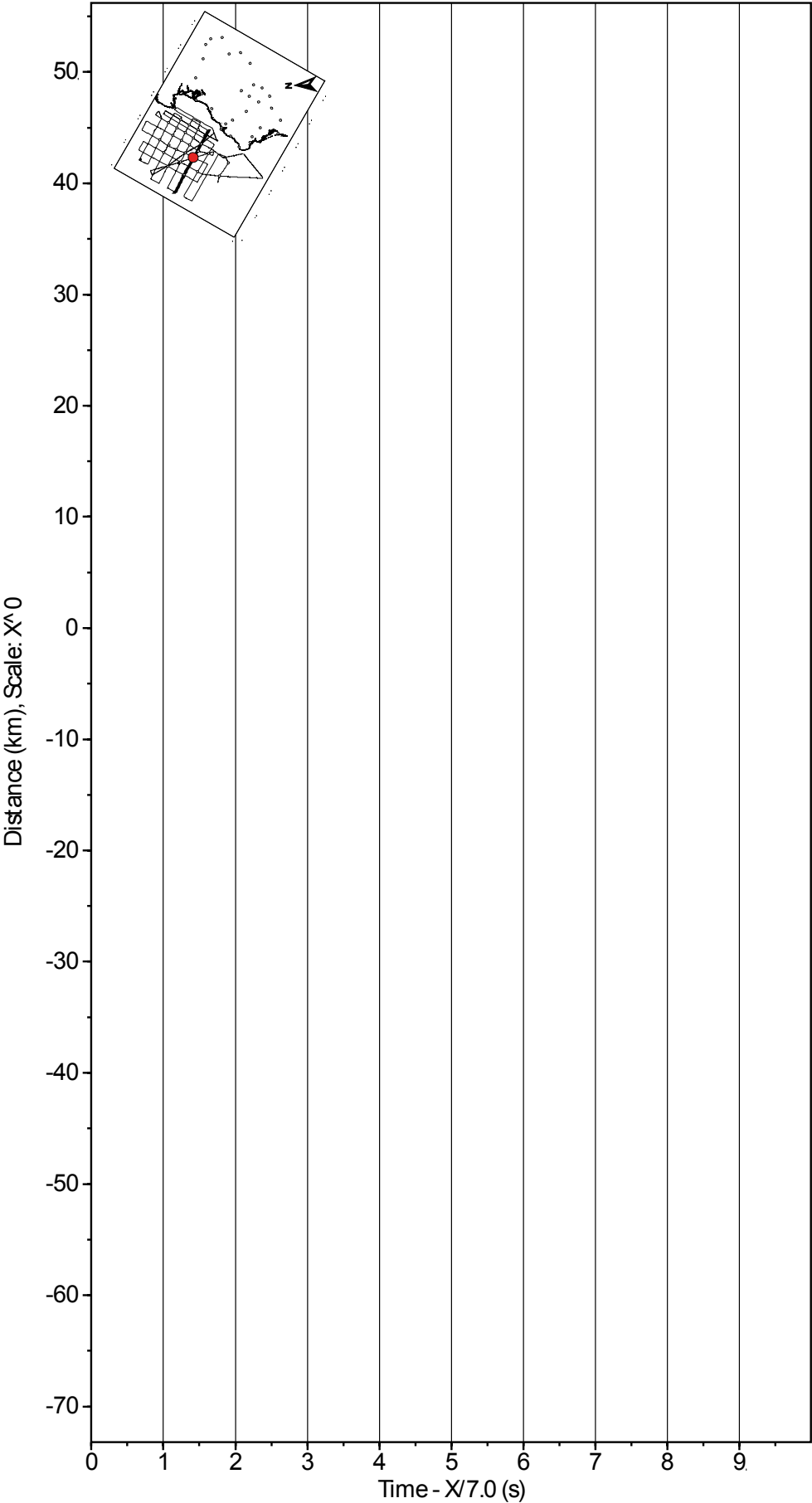
OBS04LINE30, FILTER 5-15 Hz, HD



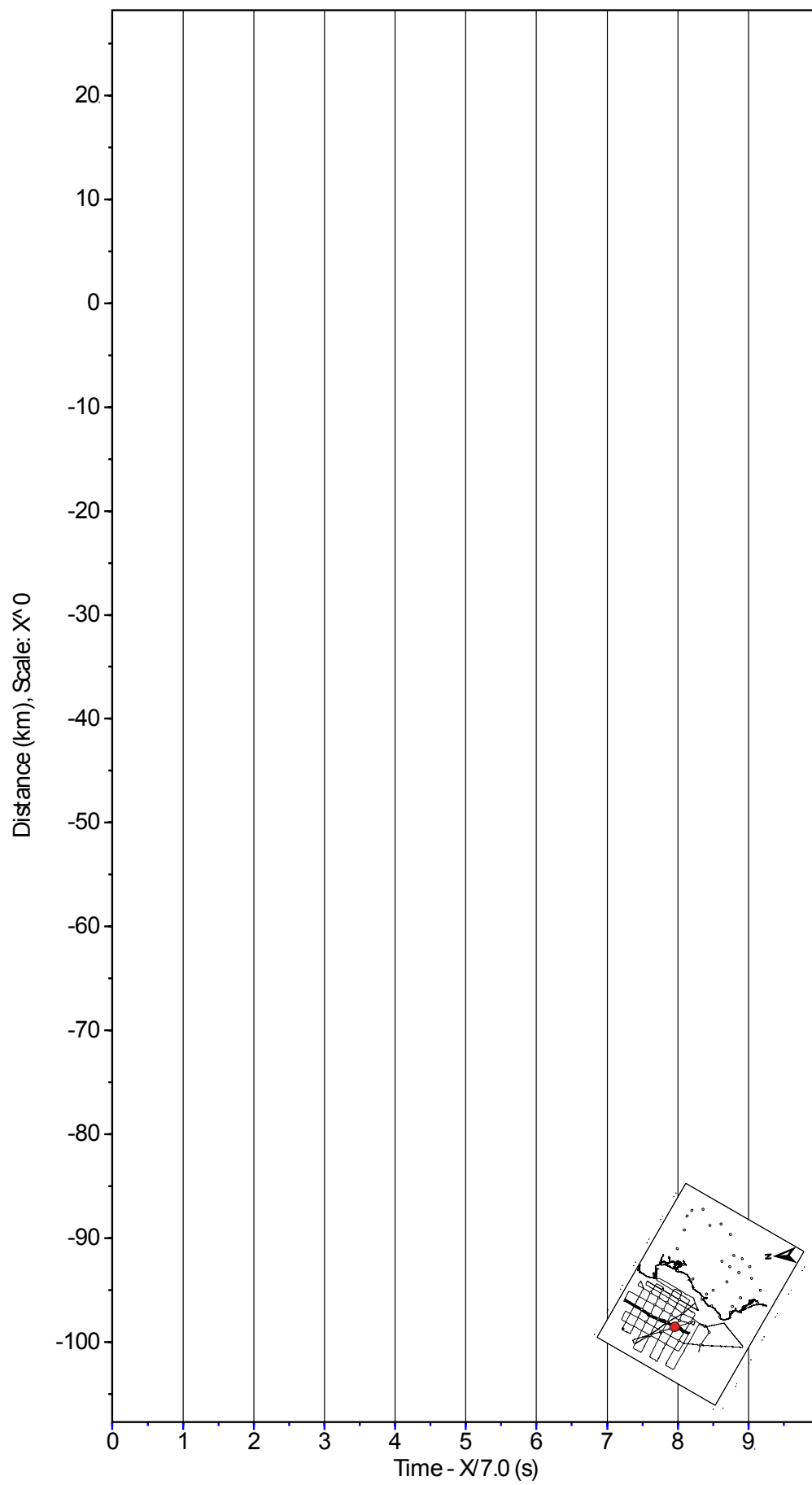
OBS04LINE35, FILTRE 5-15 Hz, HD



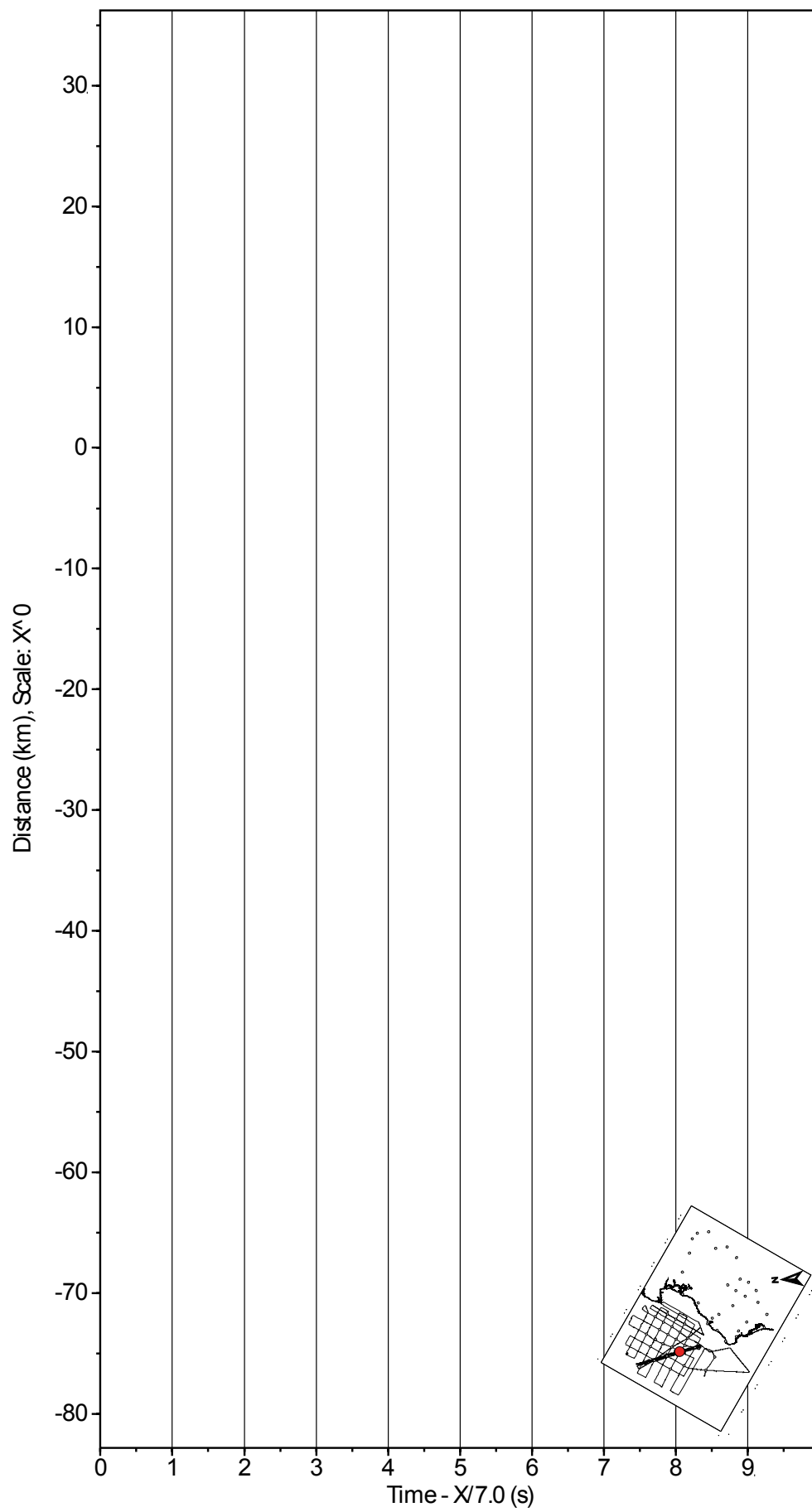
OBS14LINE12, FILTER 5-15 Hz, V



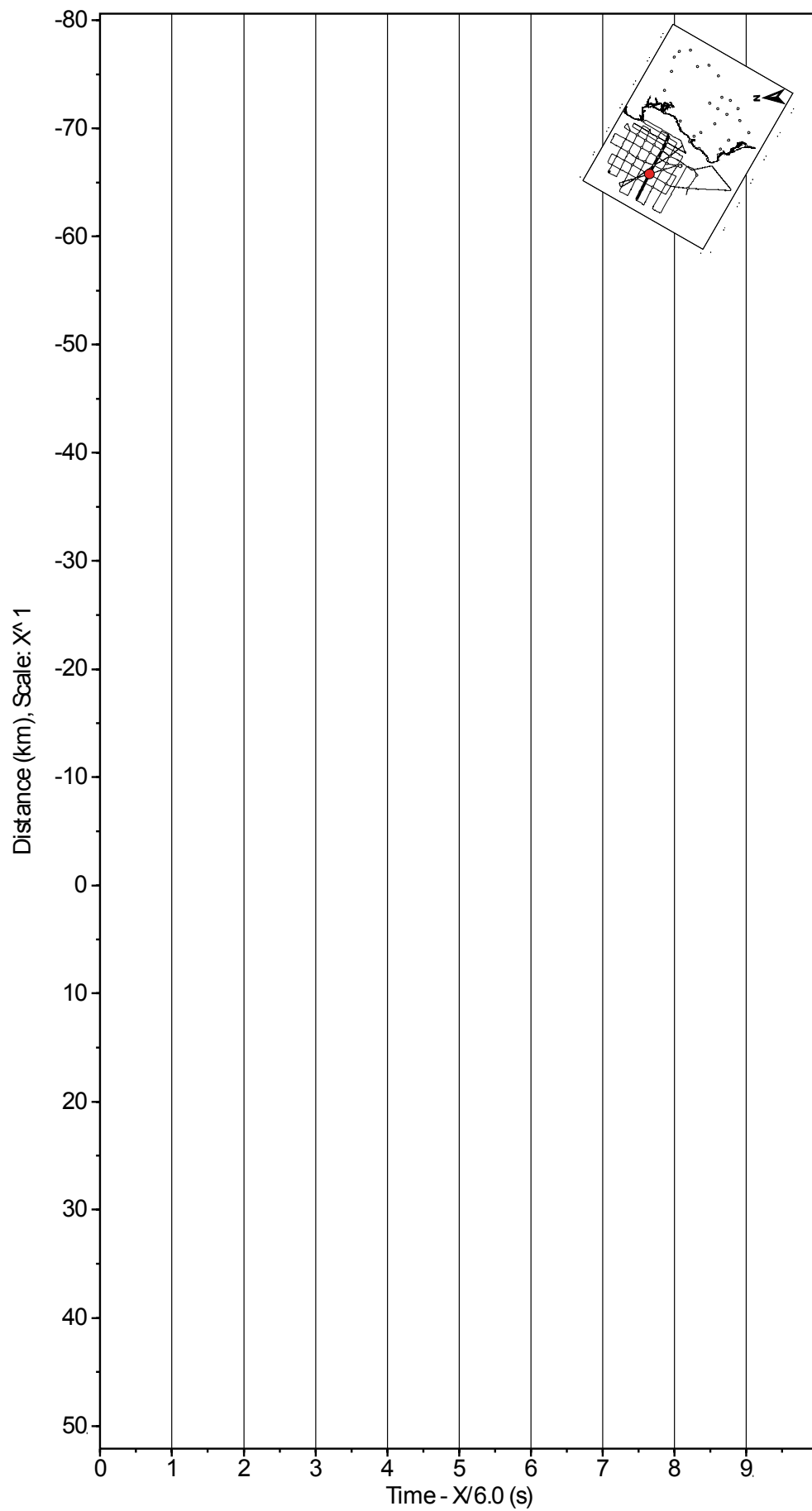
OBS14LINE30, FILTER 5-15 Hz, V



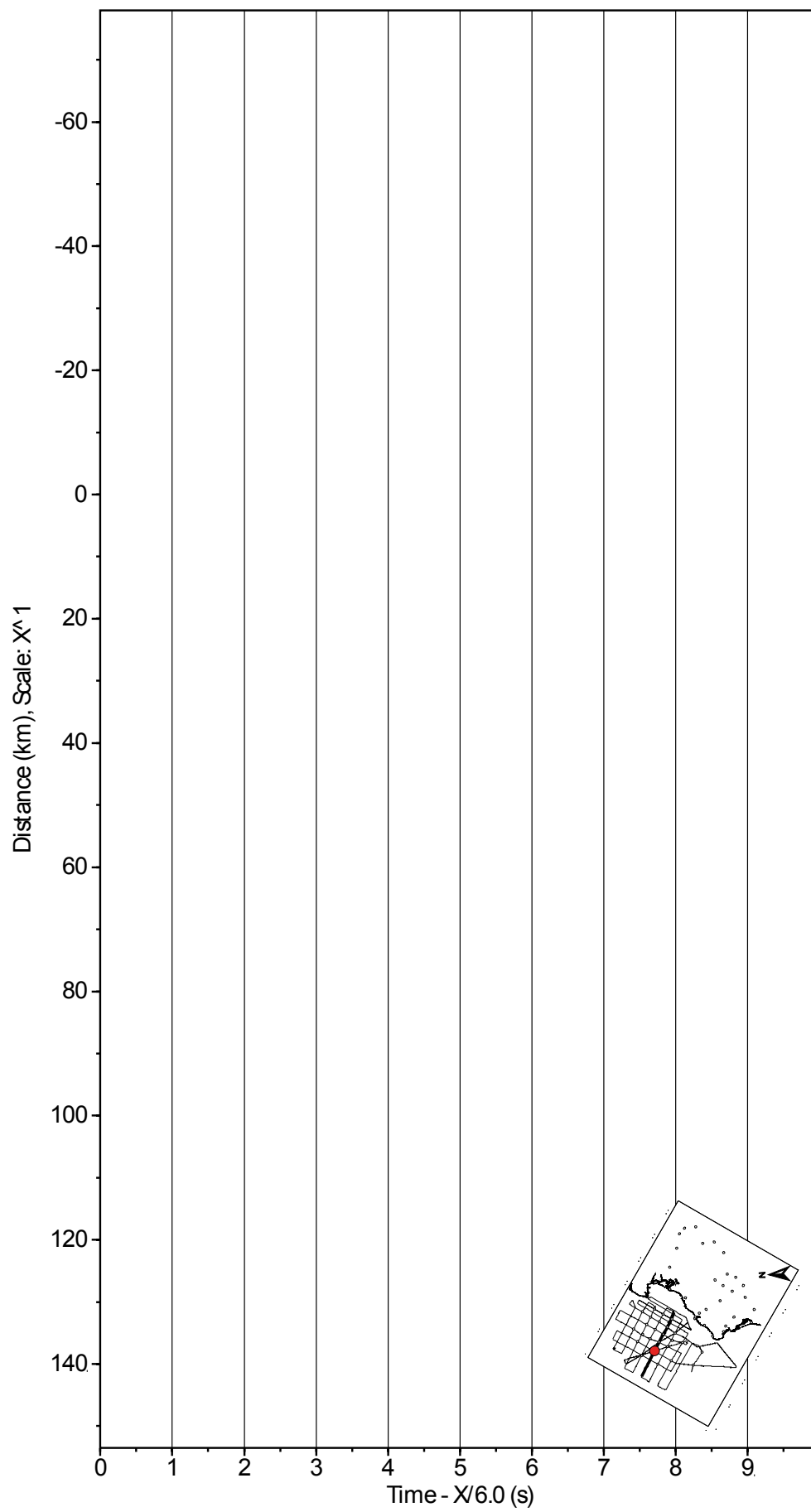
OBS14LINE33, FILTER 5-15 Hz, V



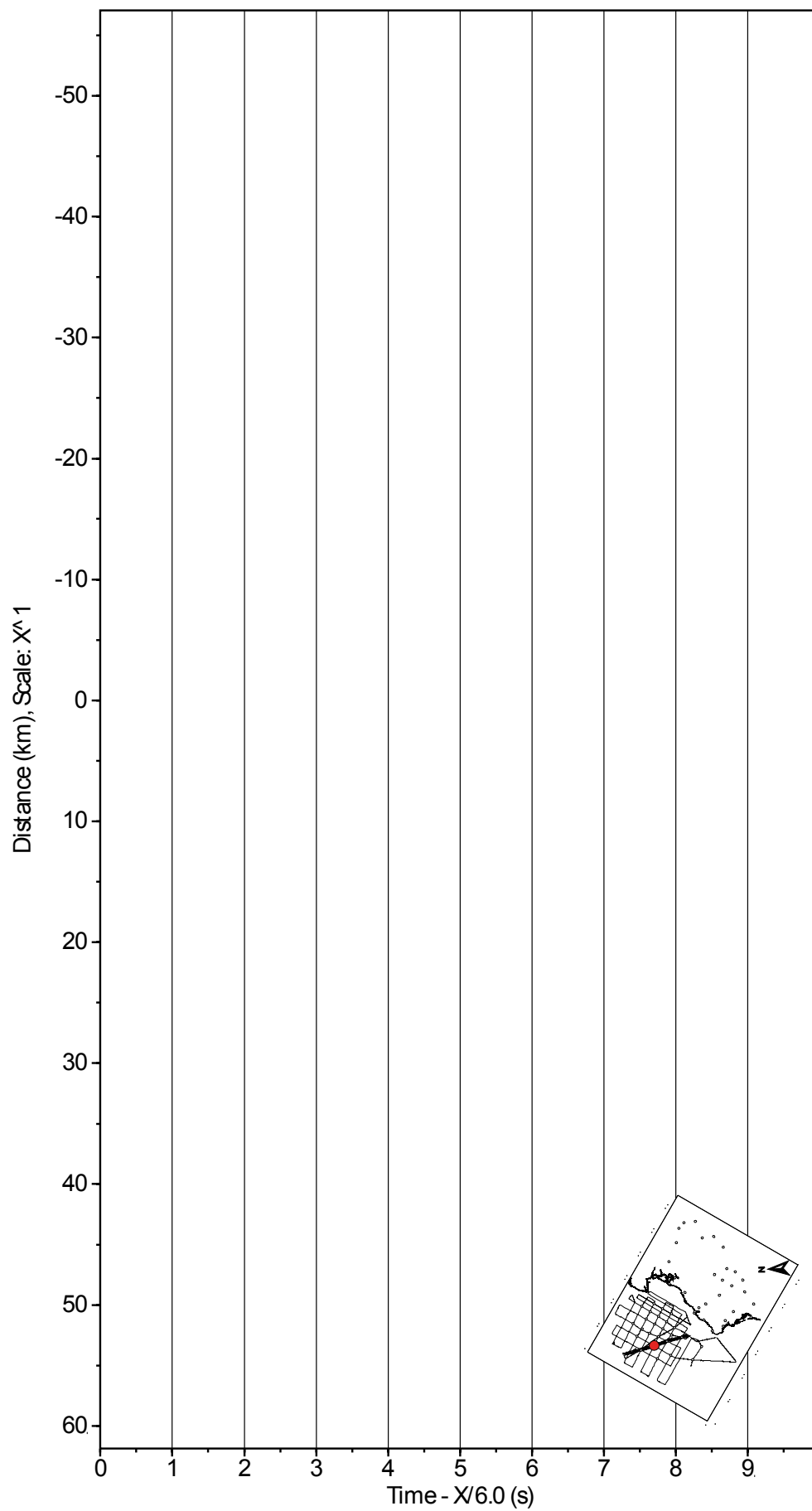
OBS21LINE14, FILTRE 5-15-Hz, V



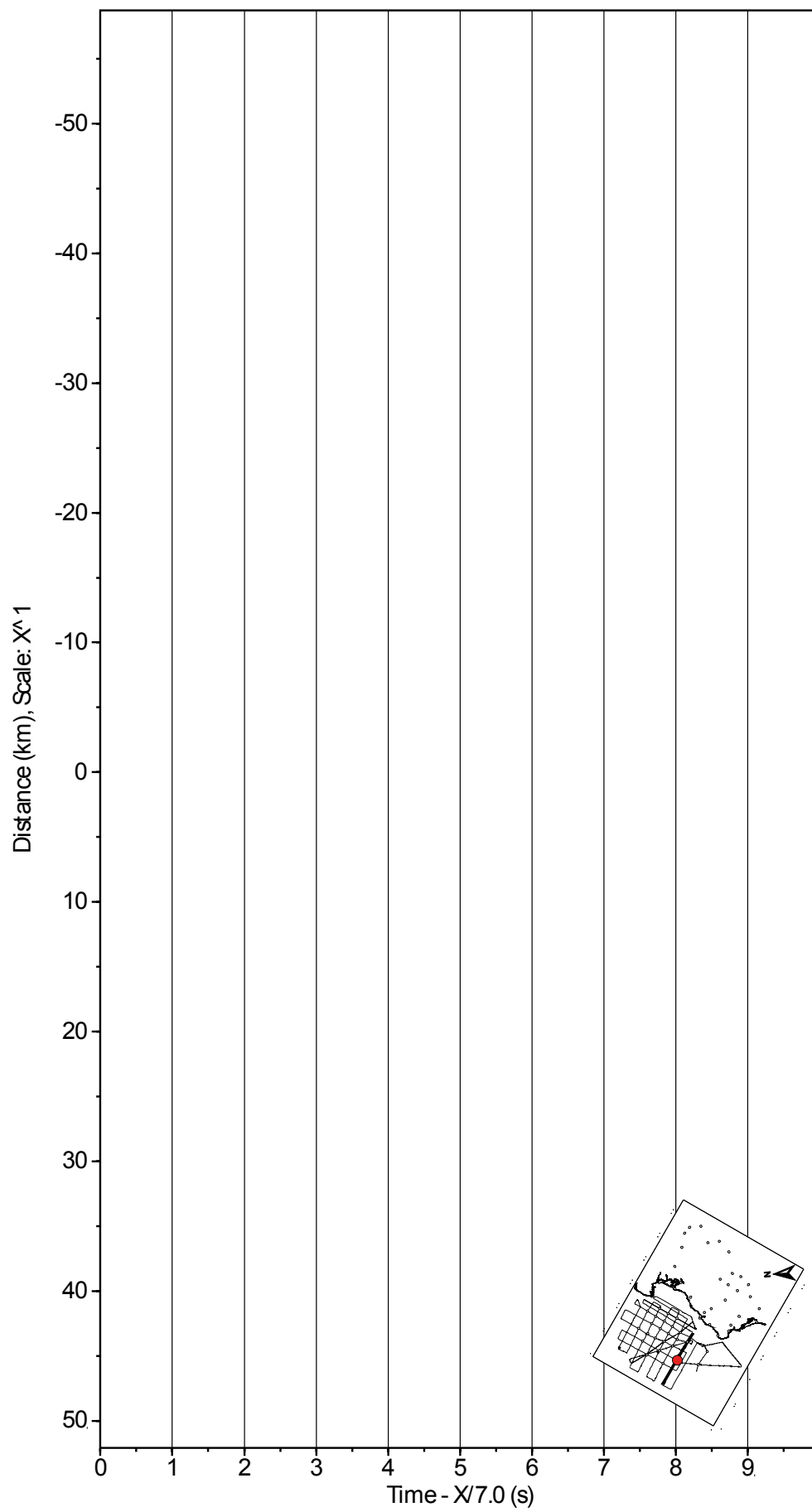
OBS21LINE26, FILTRE 5-15-Hz, V



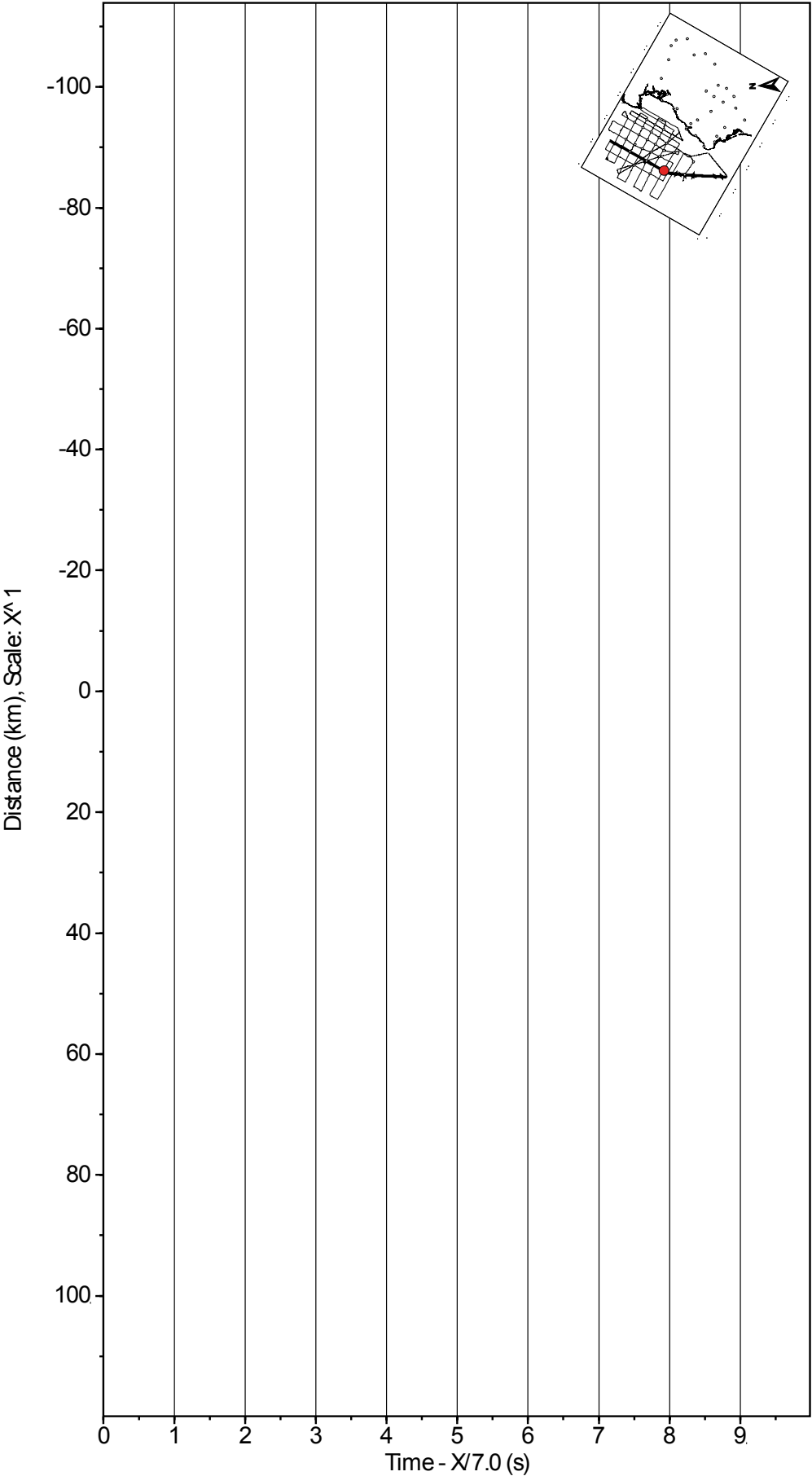
OBS21LINE33, FILTRE 5-15-Hz, V



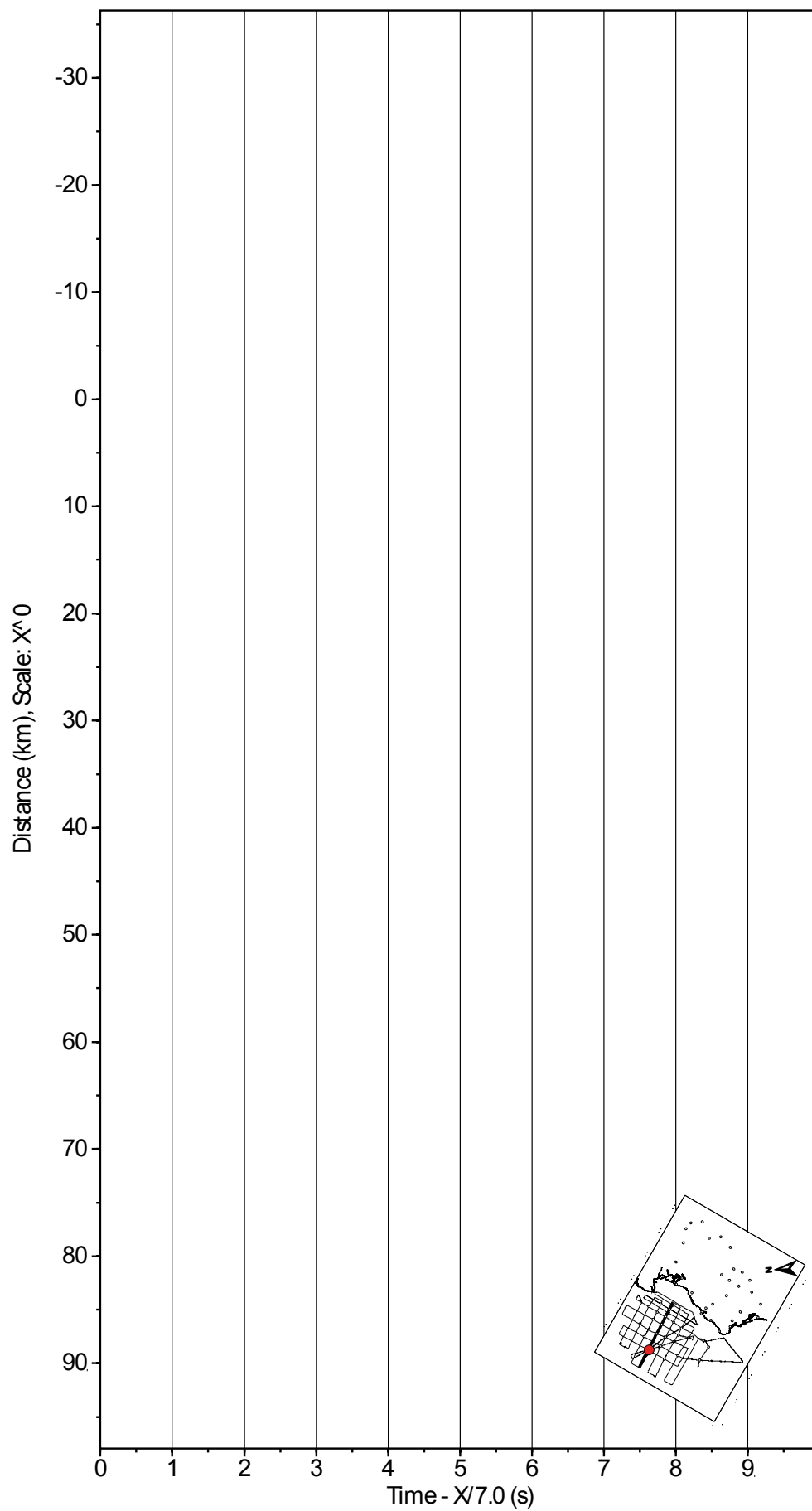
OBS18LINE05, FILTER 5-15 Hz, V



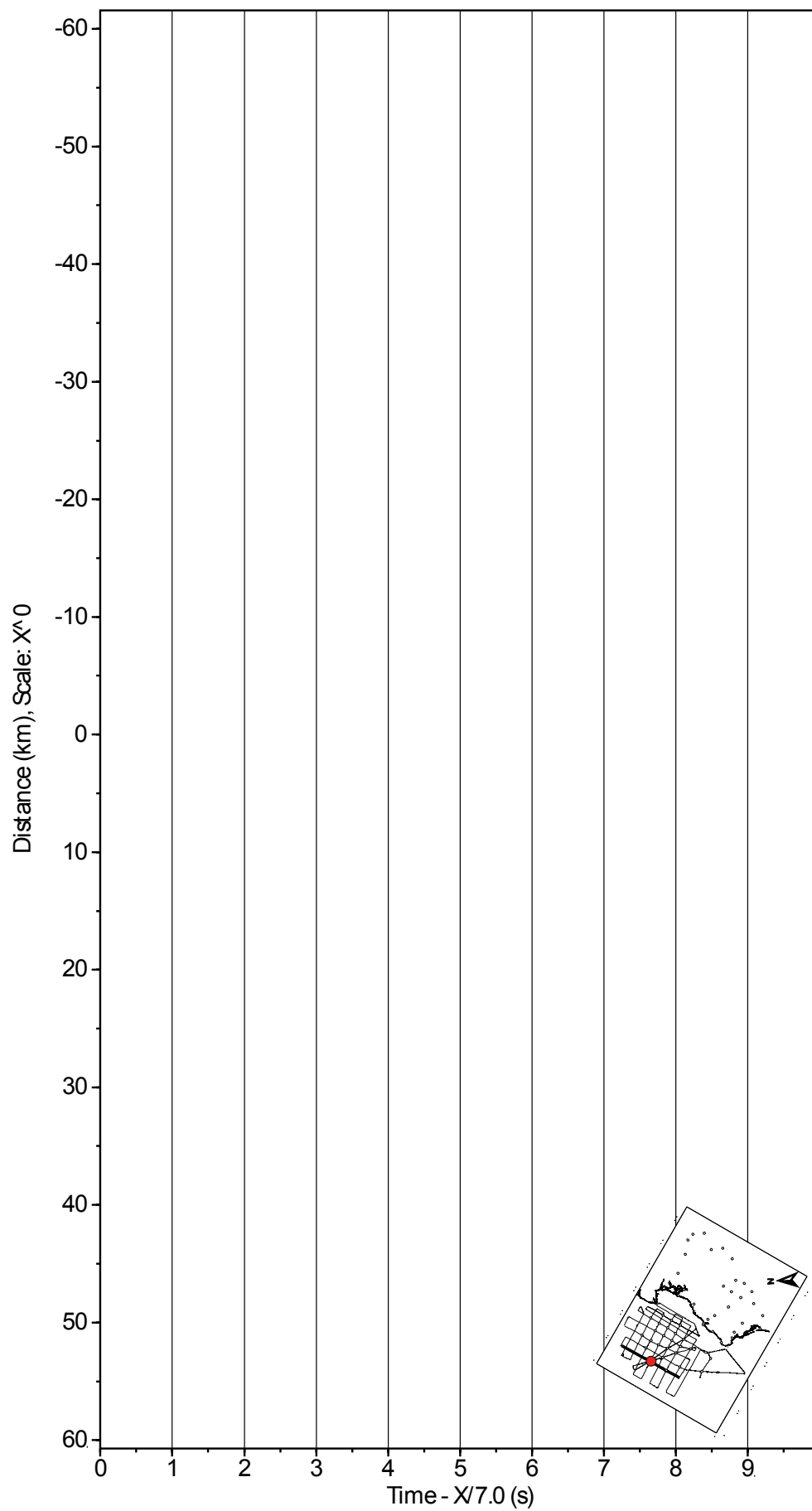
OBS18LINE26, FILTER 5-15 Hz, V



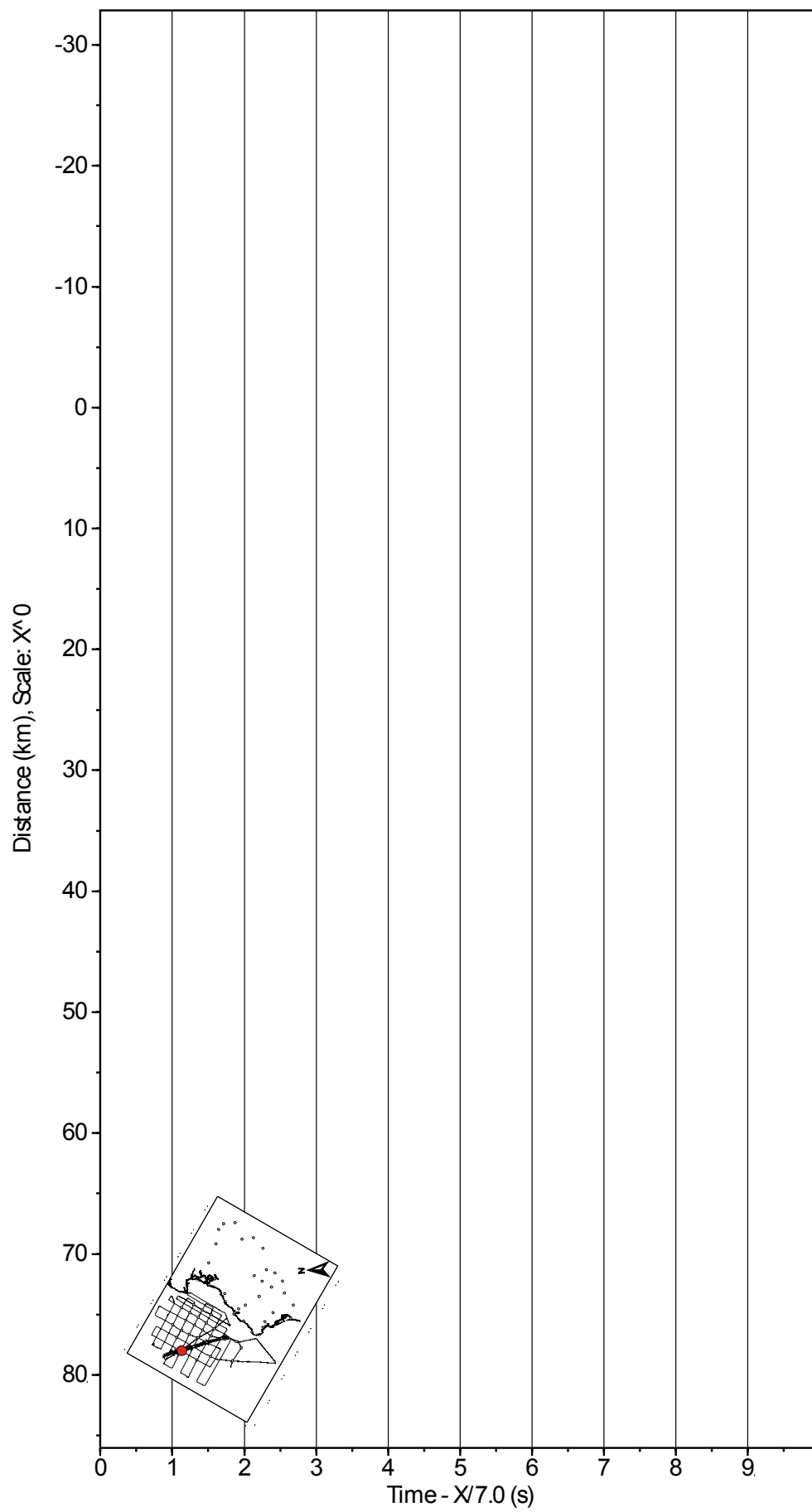
OBS09LINE16, FILTER 5-15 Hz, V



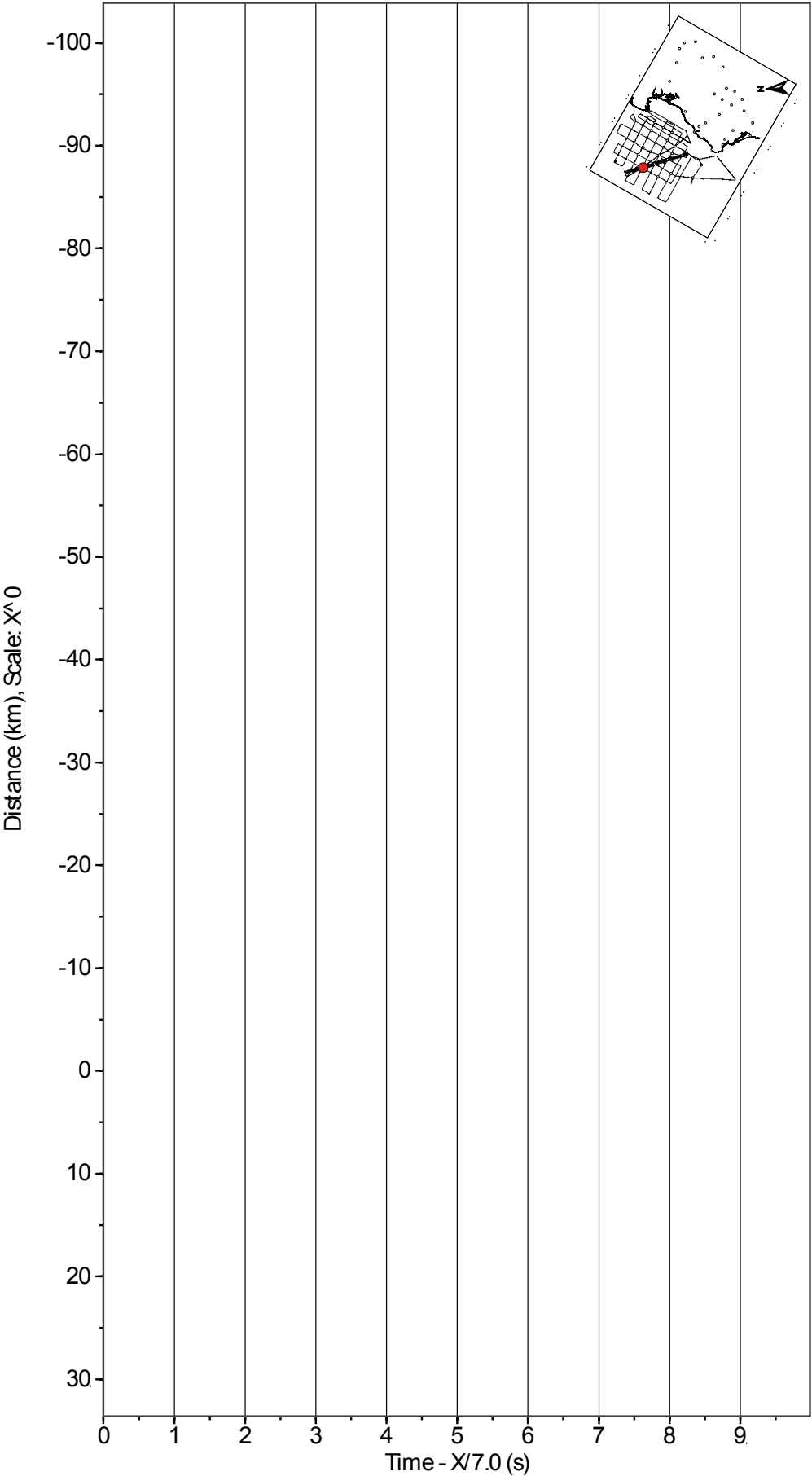
OBS09LINE28, FILTER 5-15 Hz, V



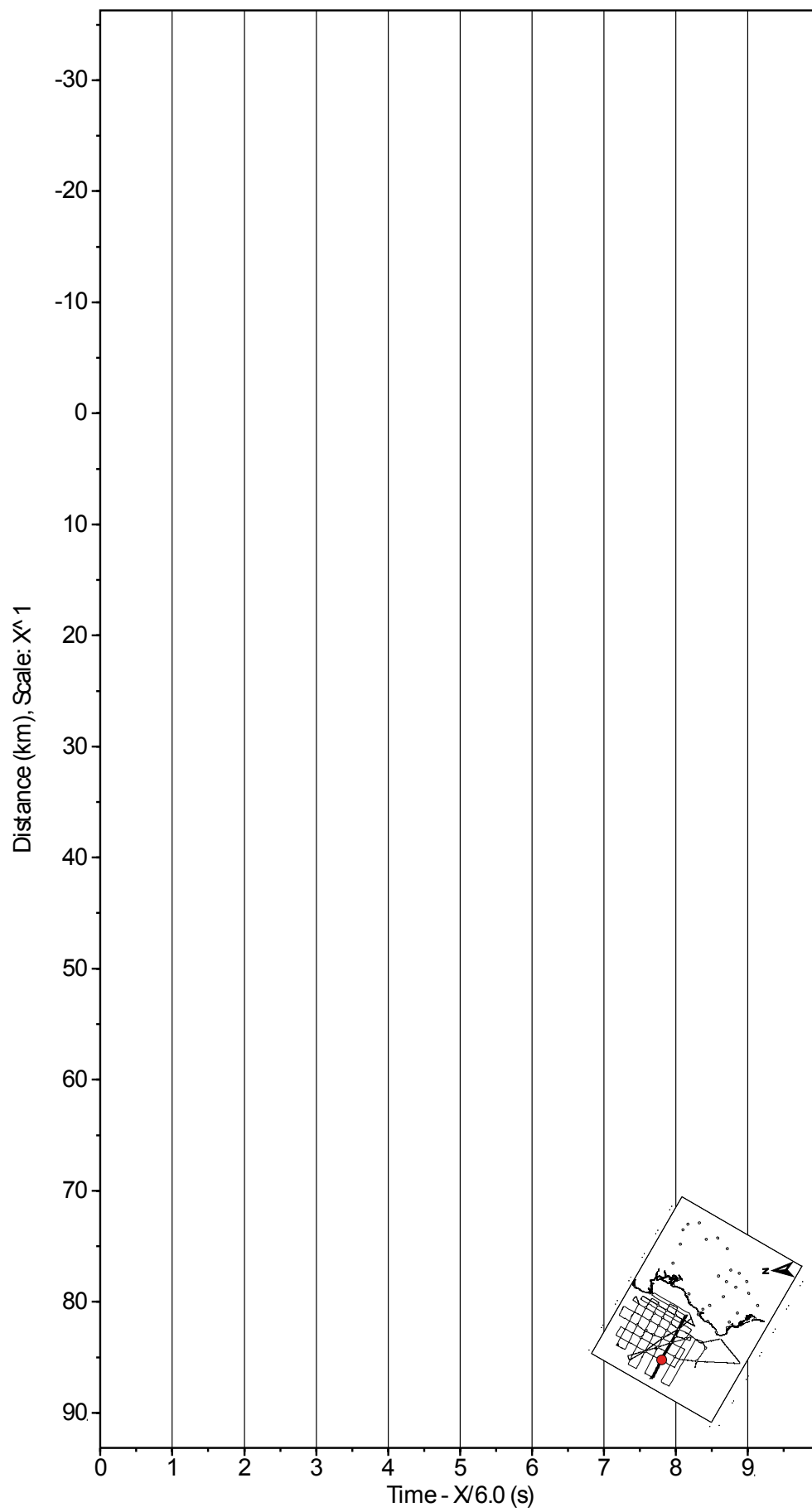
OBS09LINE33, FILTRE 5-15 Hz, V



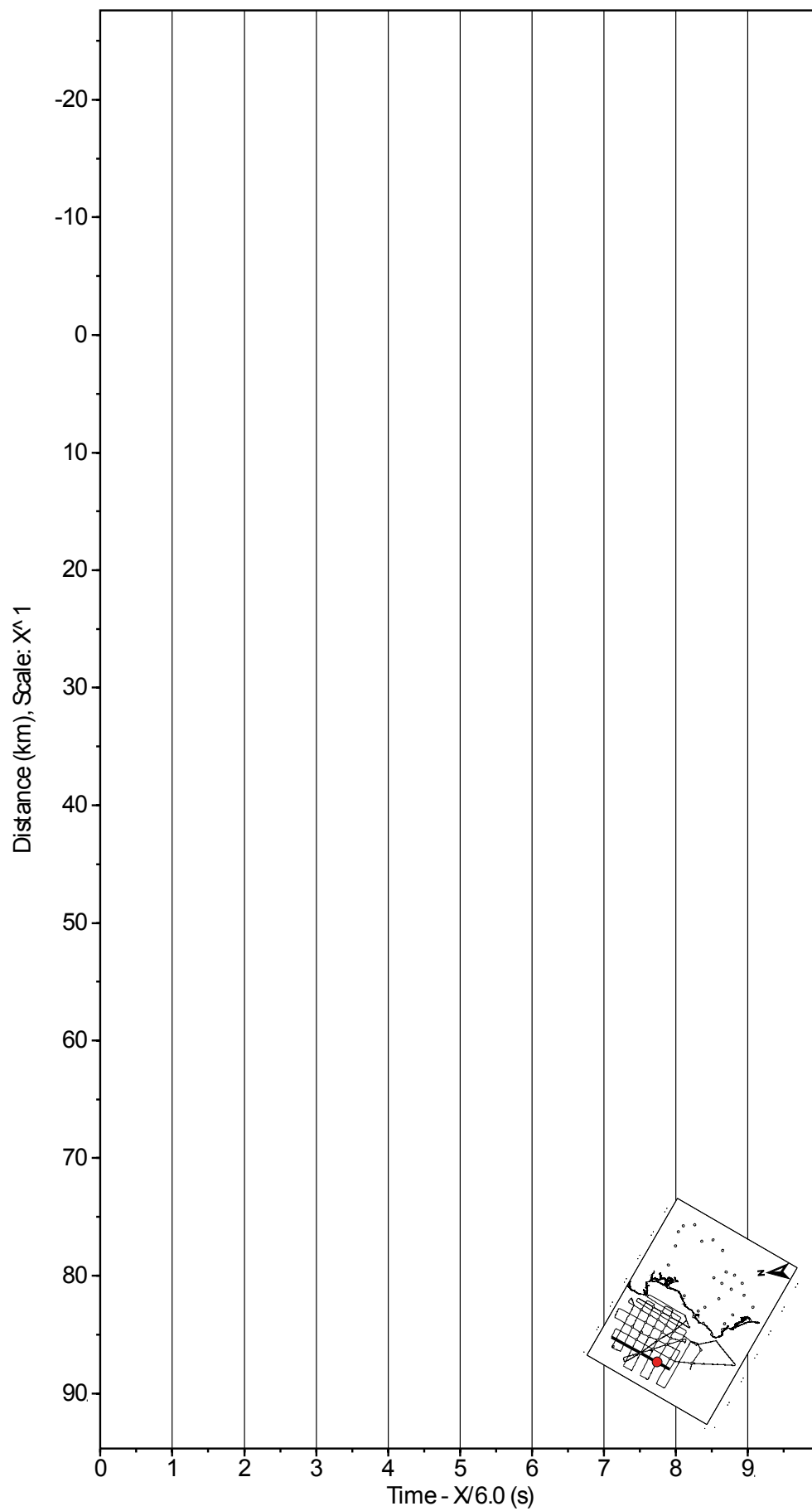
OBS09LINE35, FILTER 5-15 Hz, V



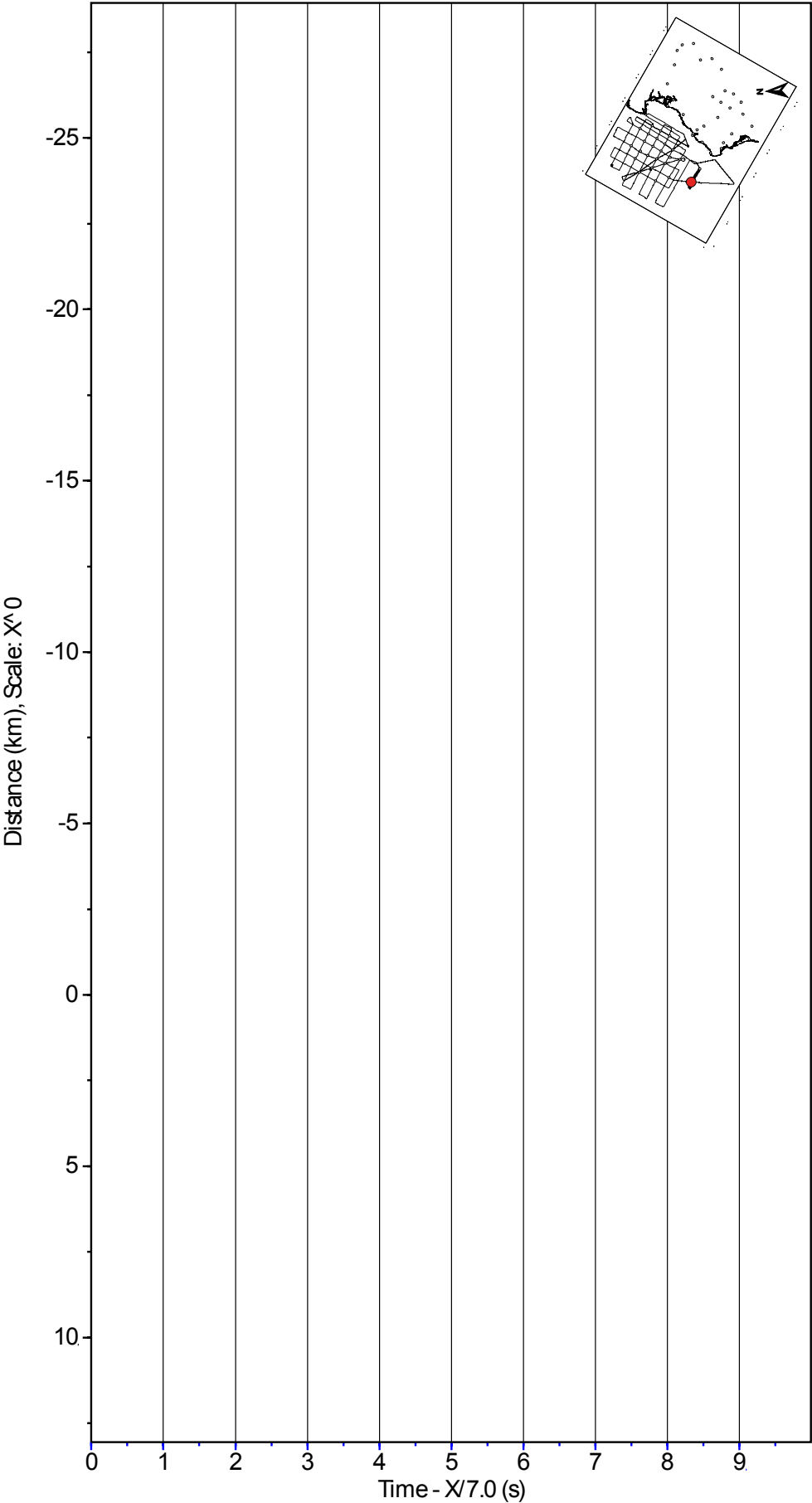
OBS17LINE12, FILTER 5-10 Hz, V



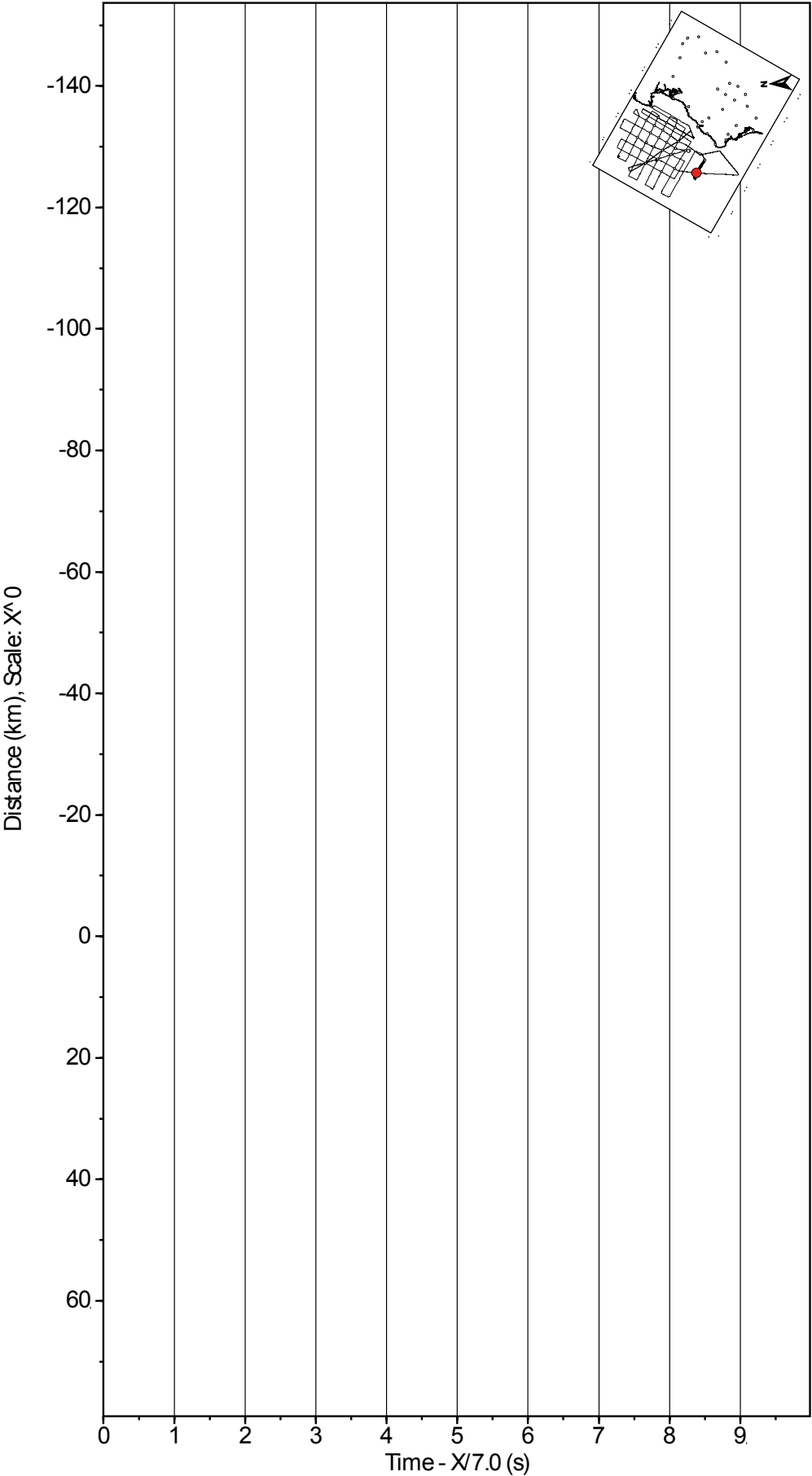
OBS17LINE28, FILTER 5-15 Hz, V



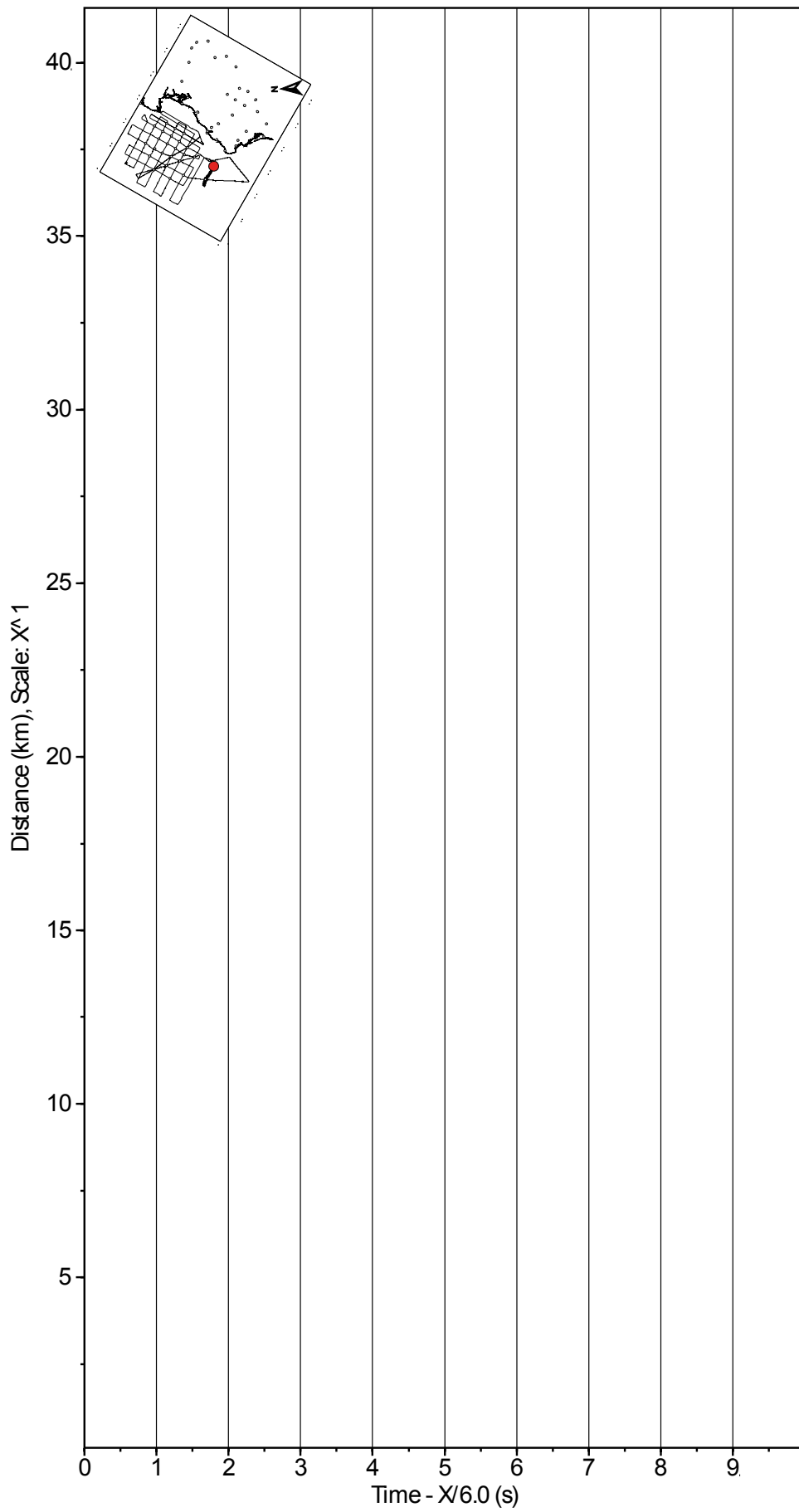
OBS19LINE01, FILTER 5-10 Hz, V



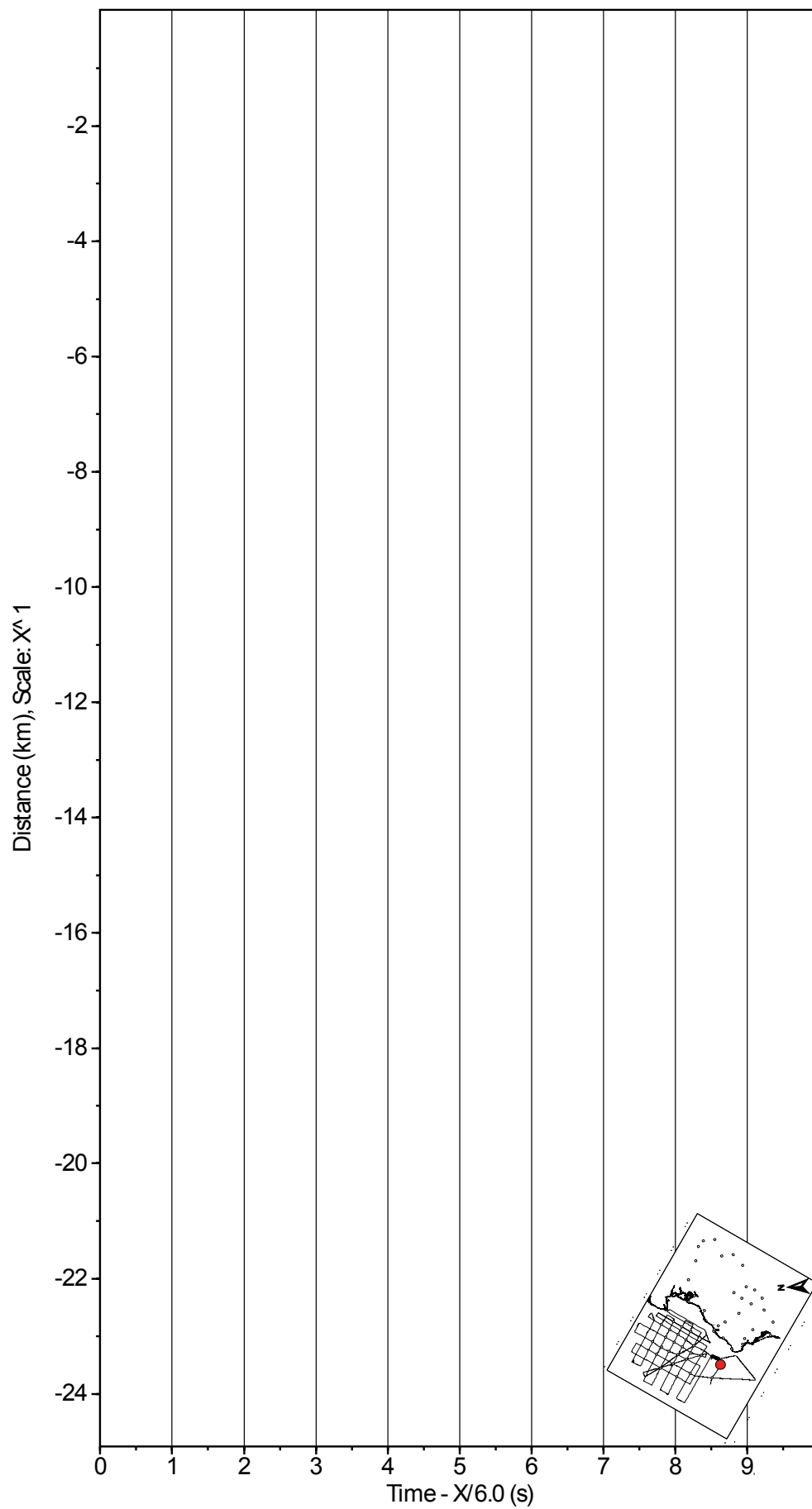
OBS19LINE26, FILTER 5-10 Hz, HD



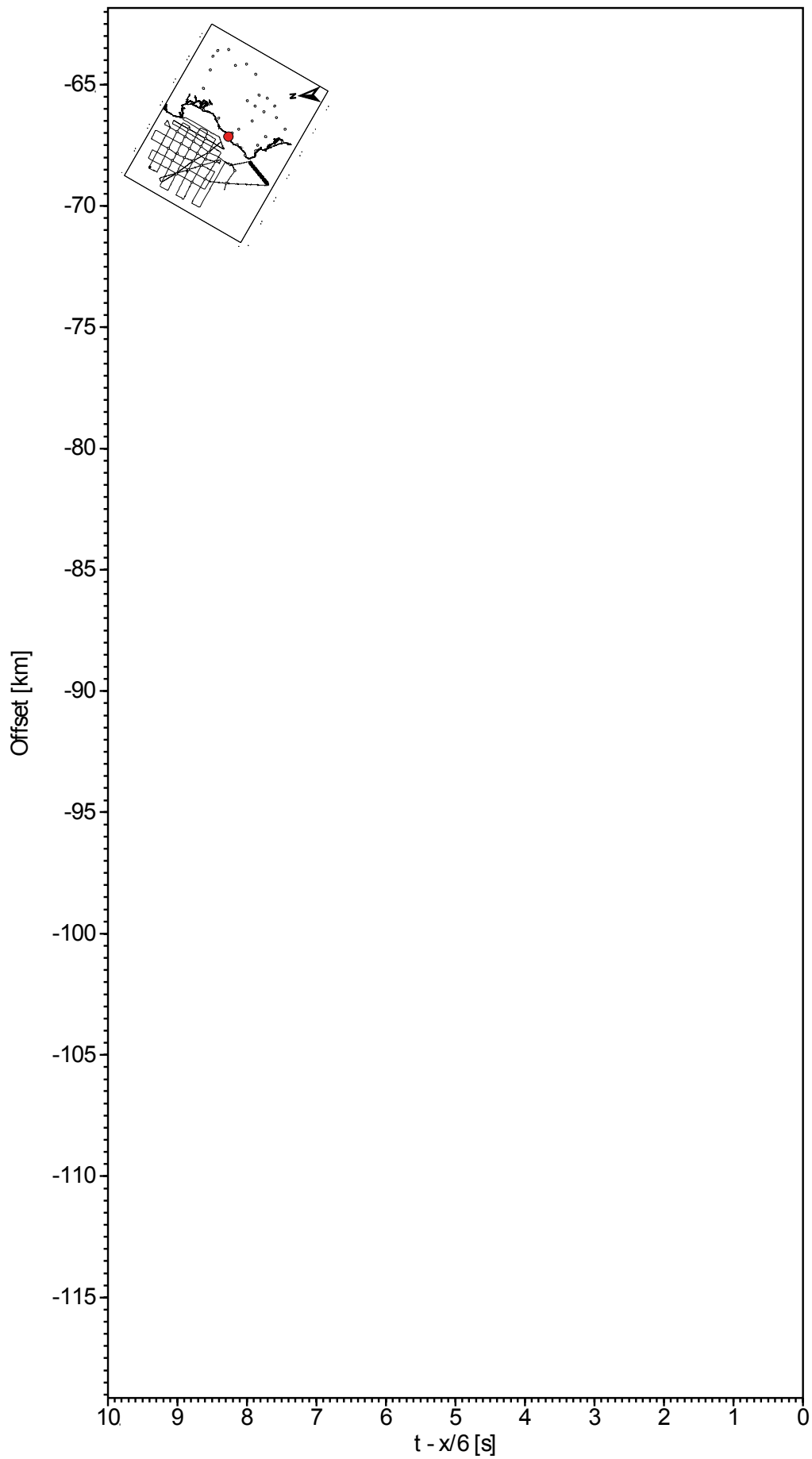
OBS02LINE01, FILTRE 5-15 Hz, V



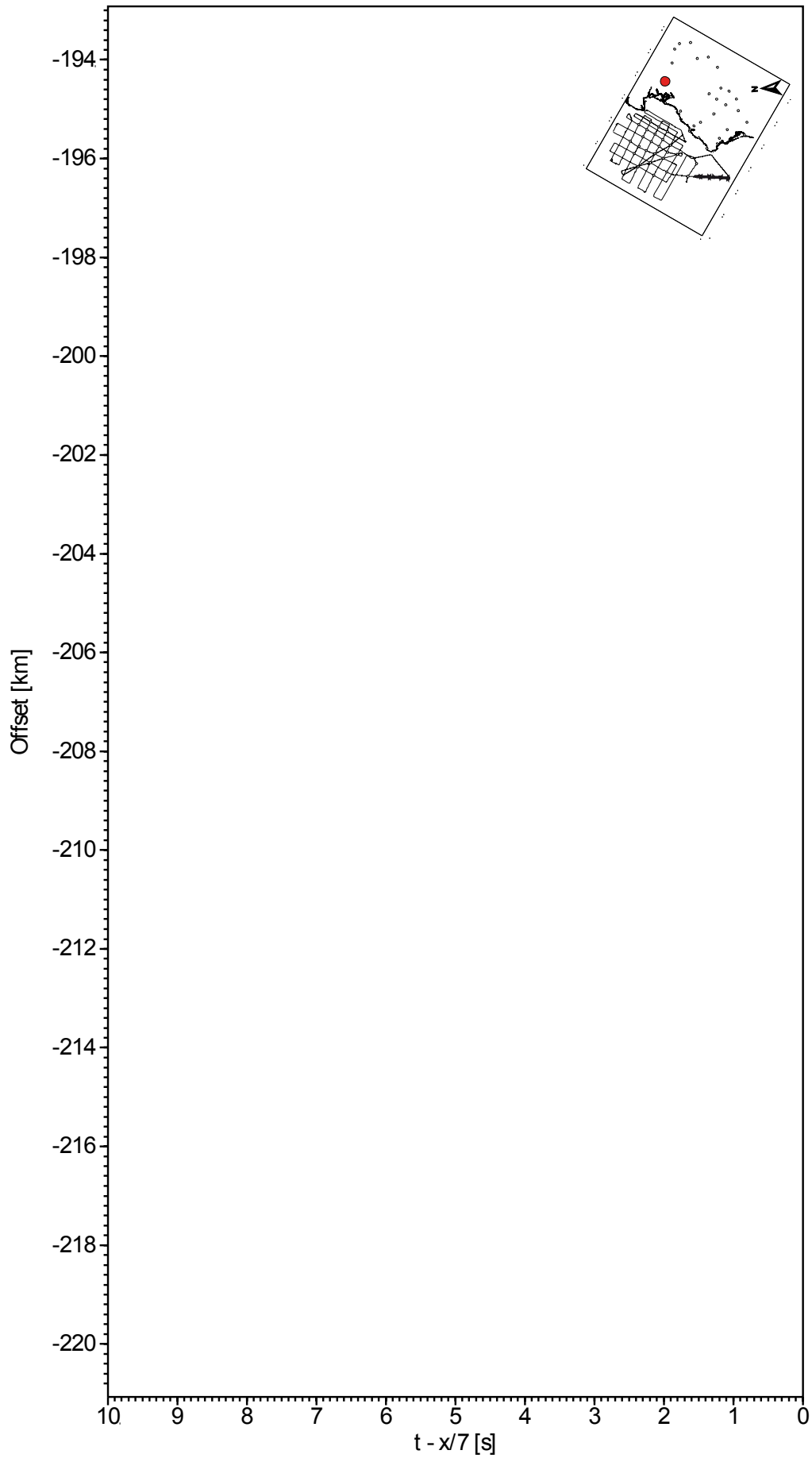
OBS02LINE02, FILTER 5-15 Hz, V



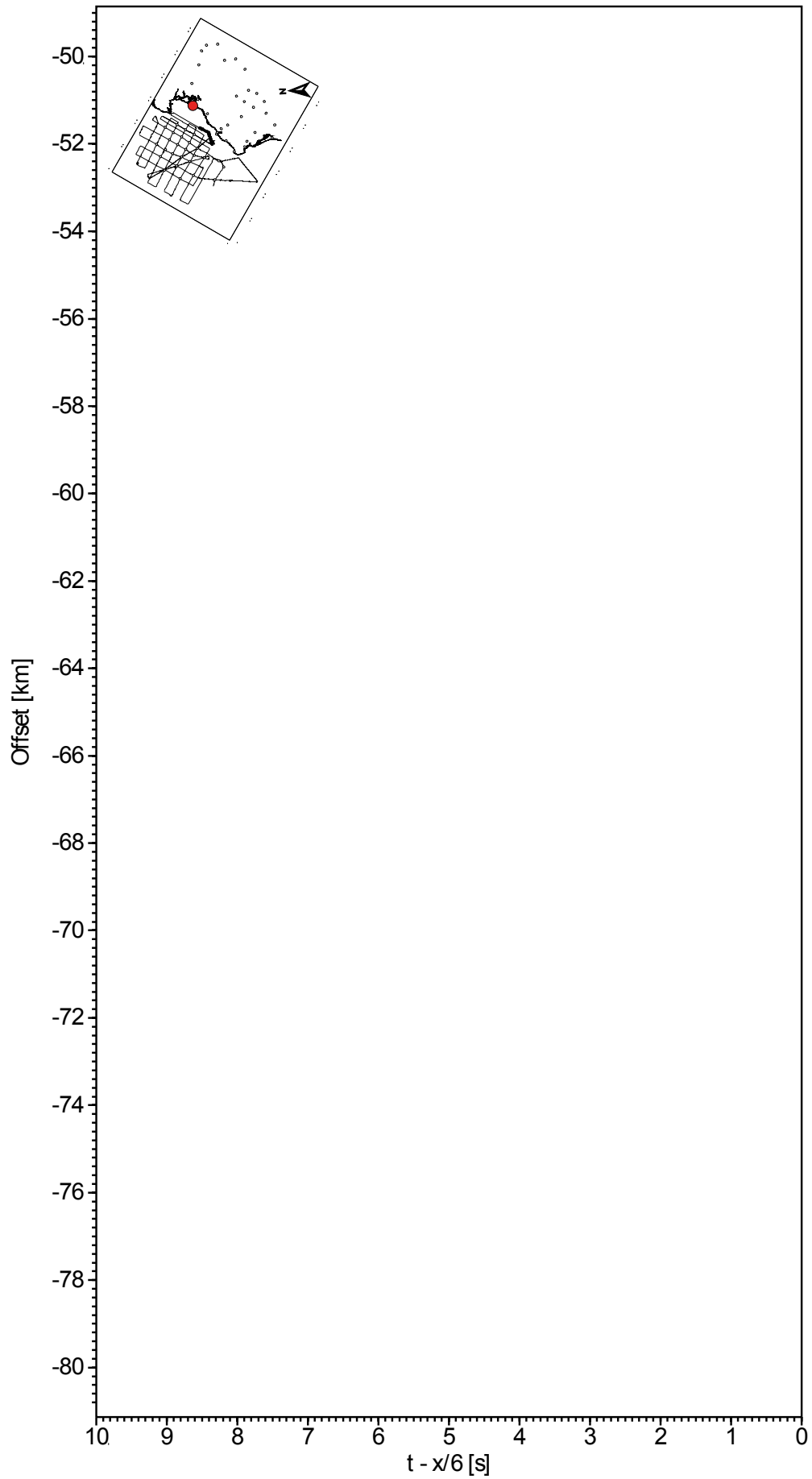
ETACLINE25, FILTRE 4-16 Hz, V



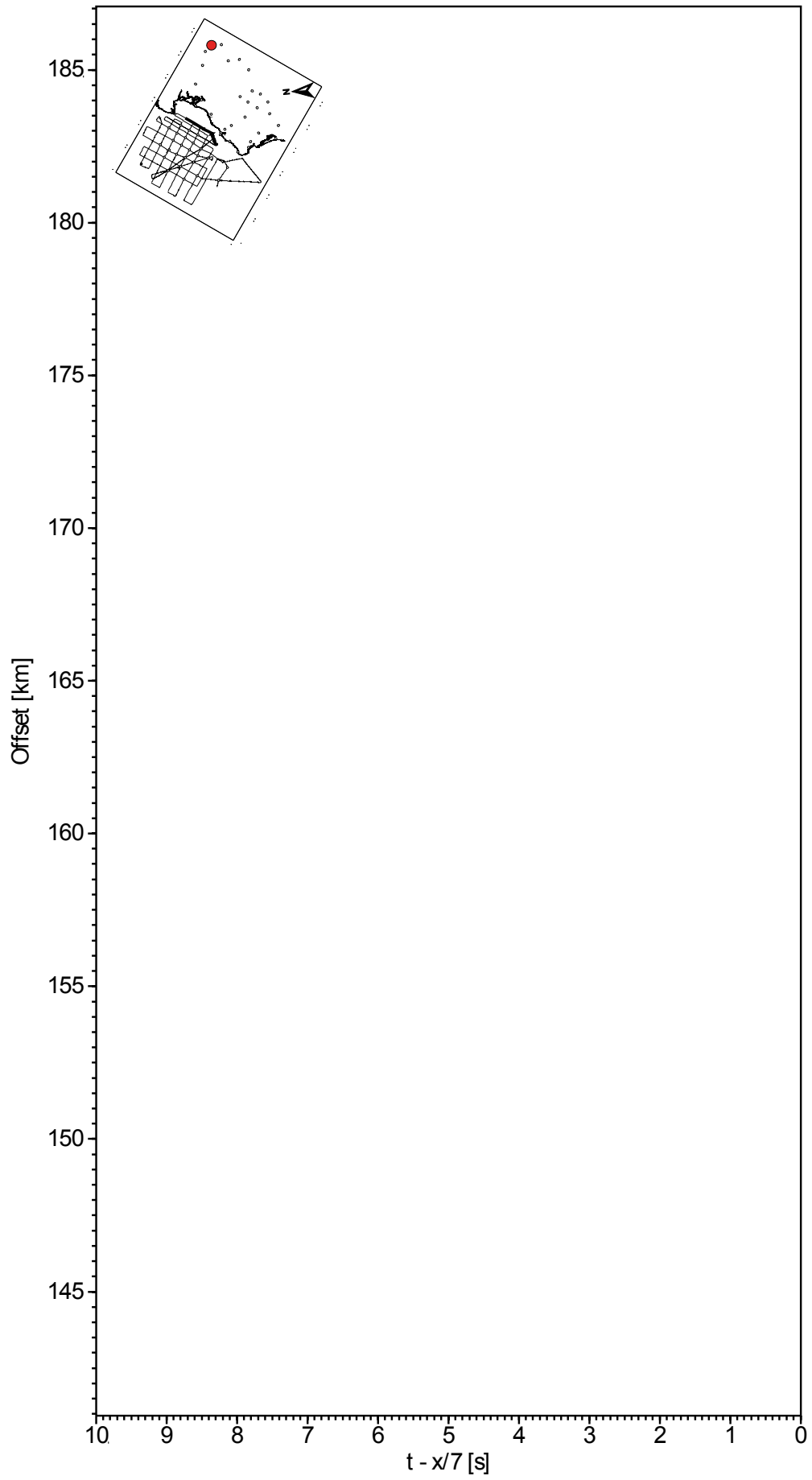
EFRA LINE26, FILTRE 4-16 Hz, V



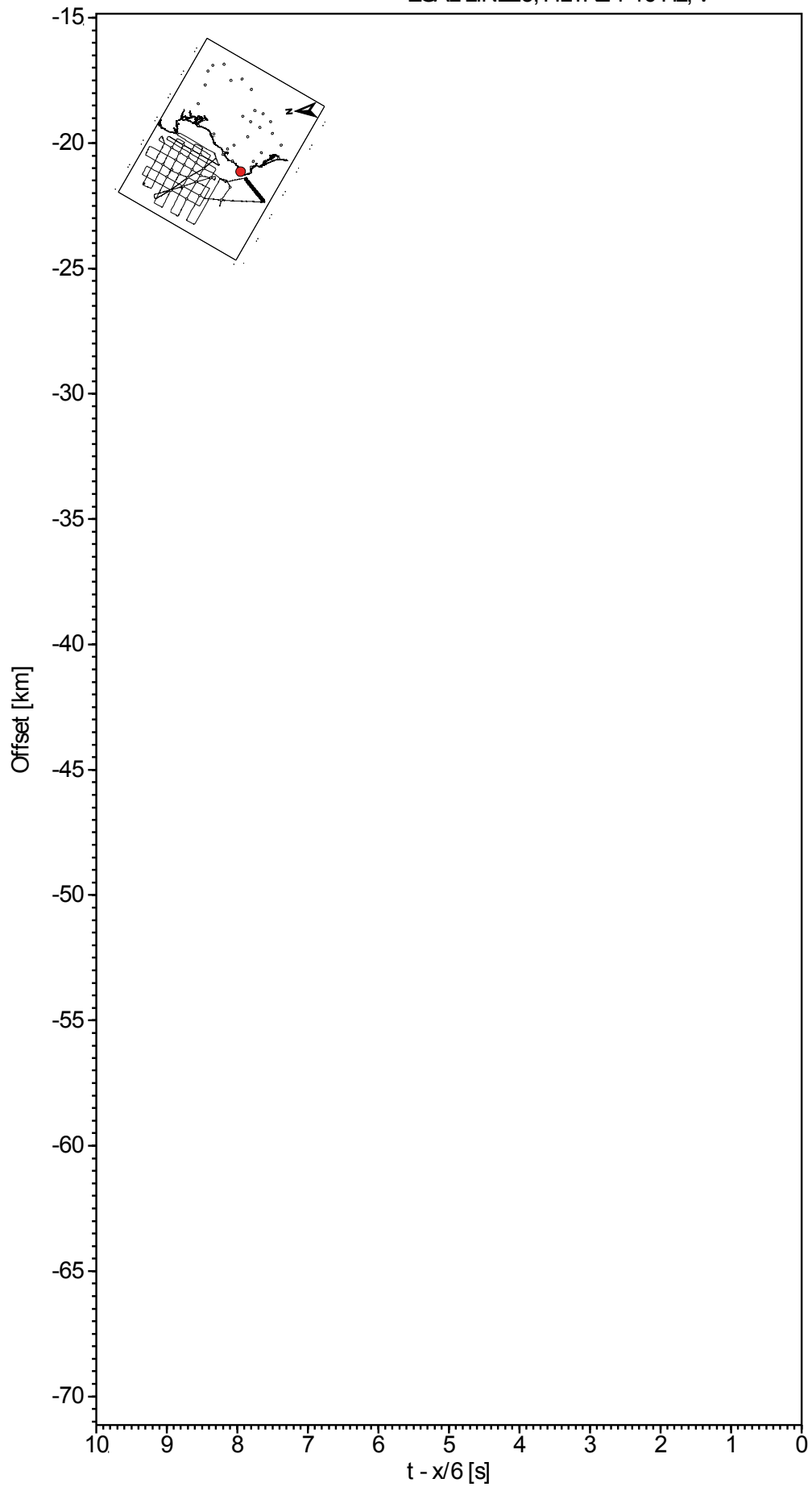
ETOL LINE 10, FILTRE 4-16 Hz, V



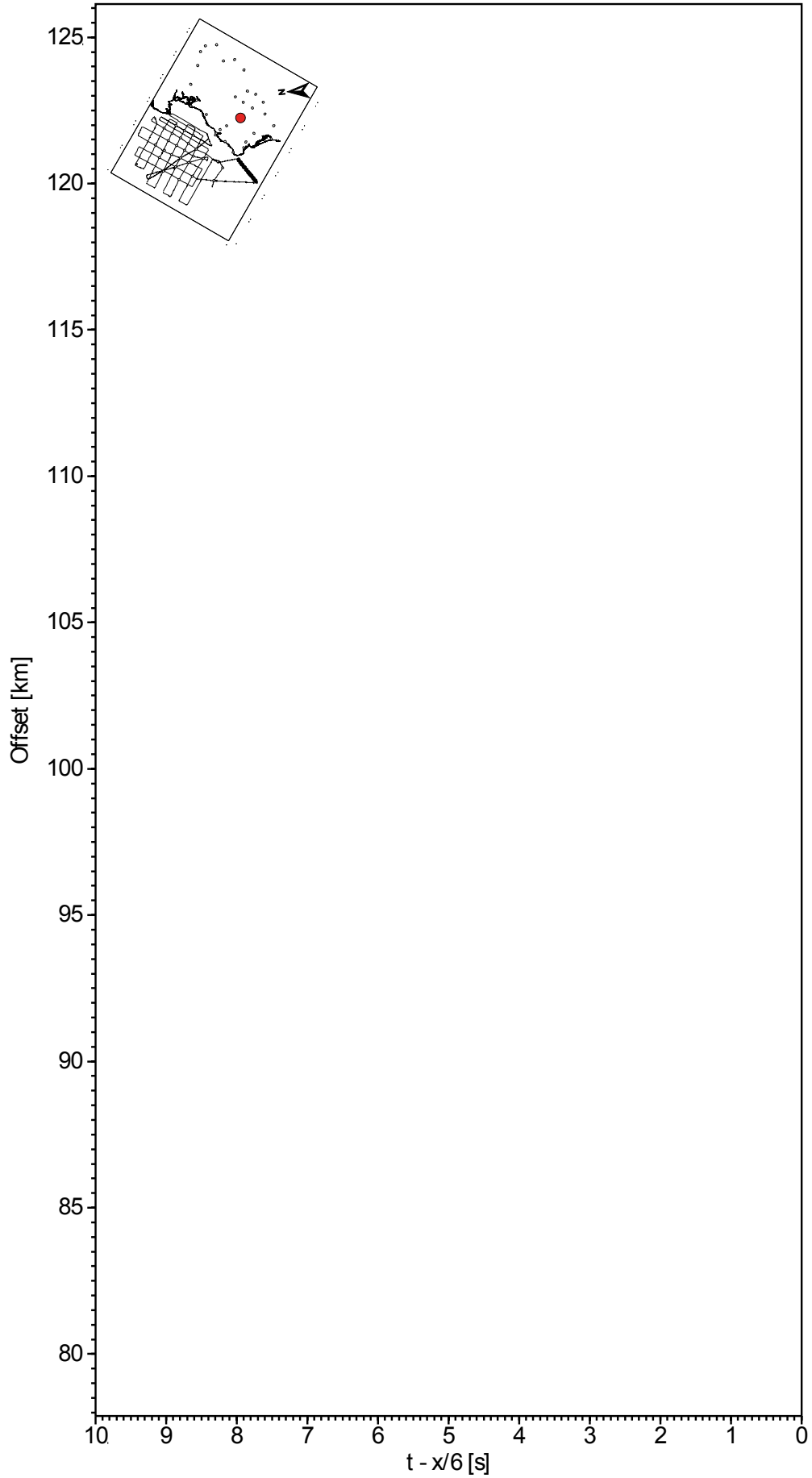
EMIL LINE 10, FILTER 4-12 Hz, V



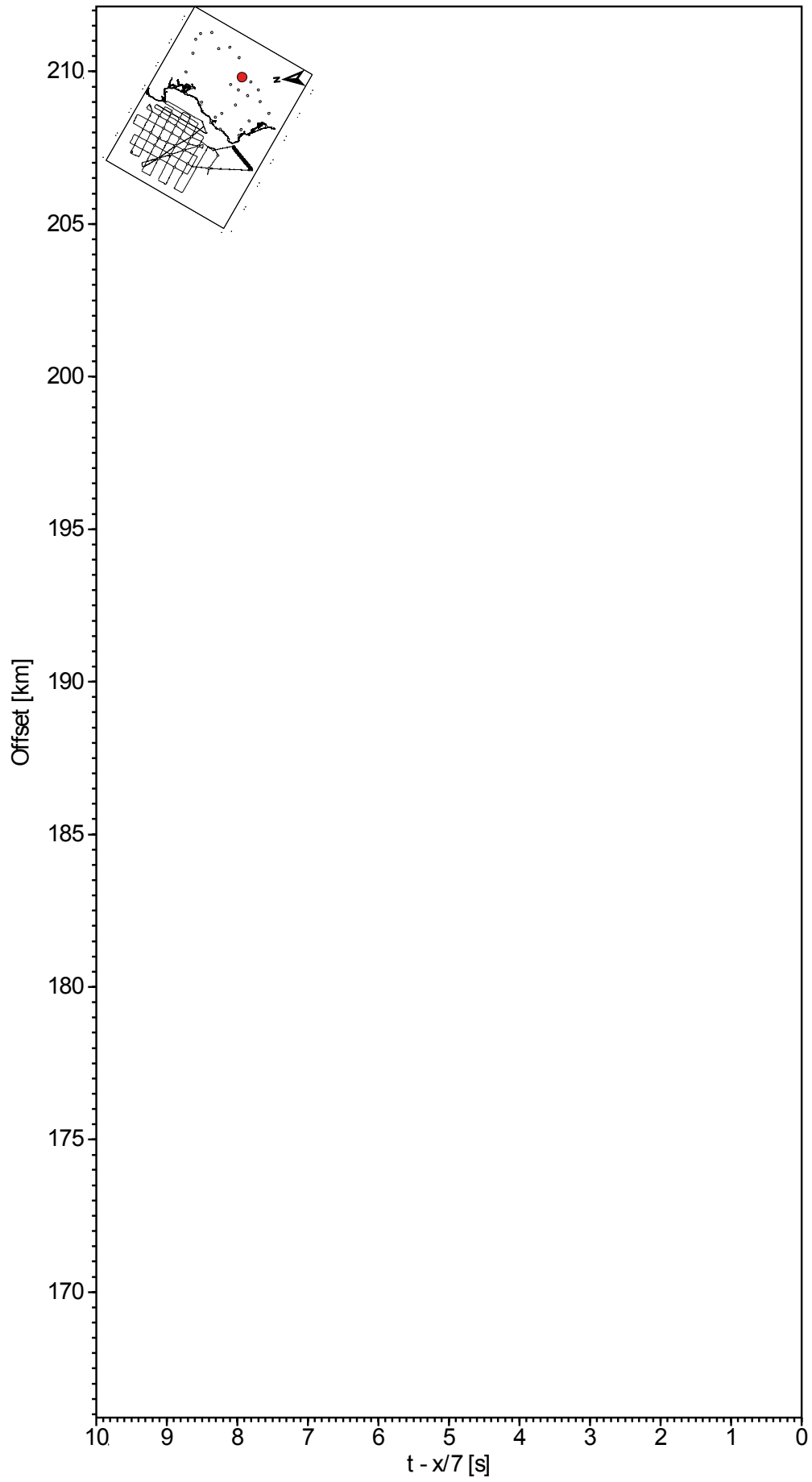
EGAL LINE25, FILTRE 4-16 Hz, V



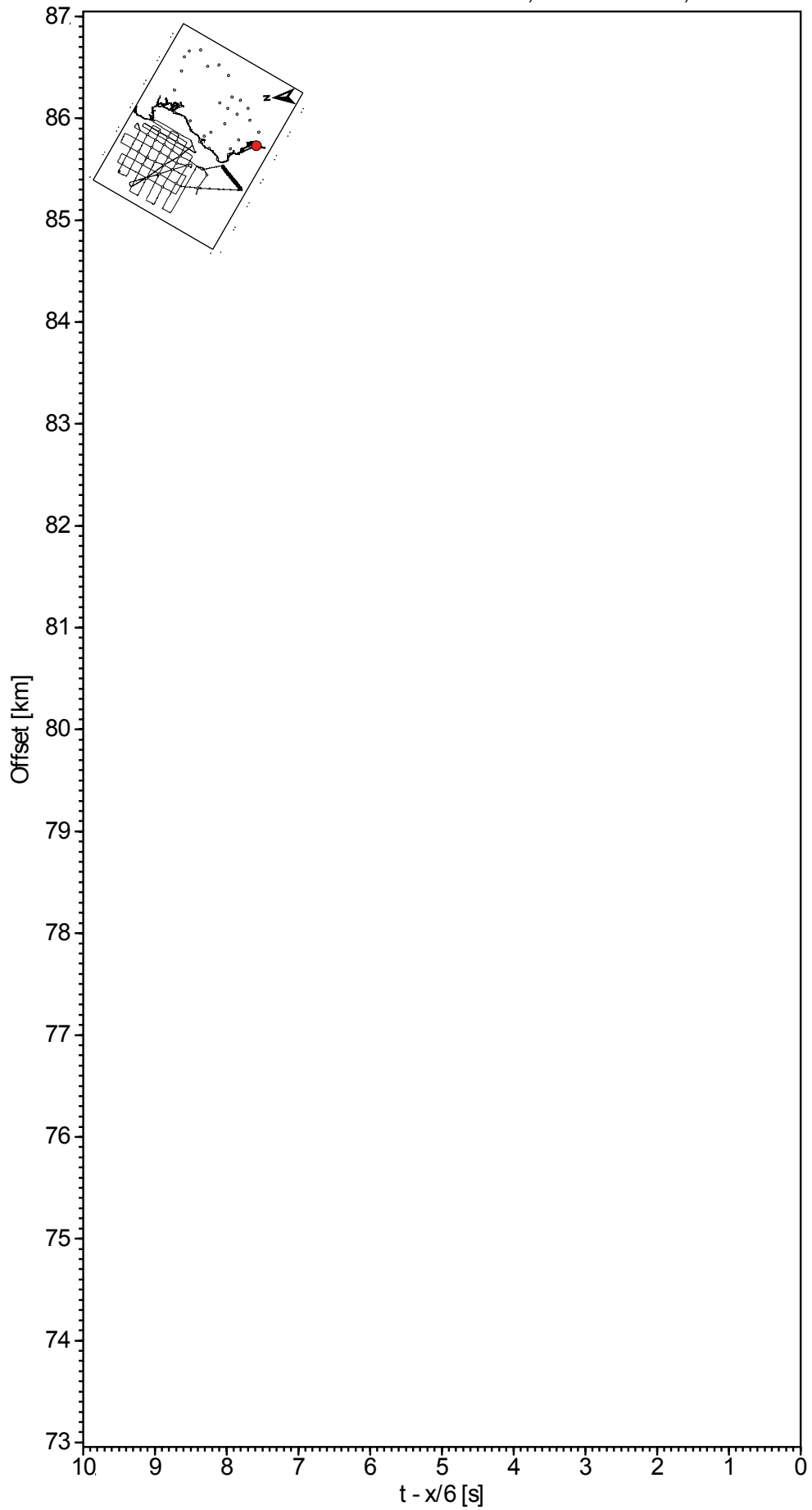
EMIG LINE25, FILTRE 5-15 Hz, V



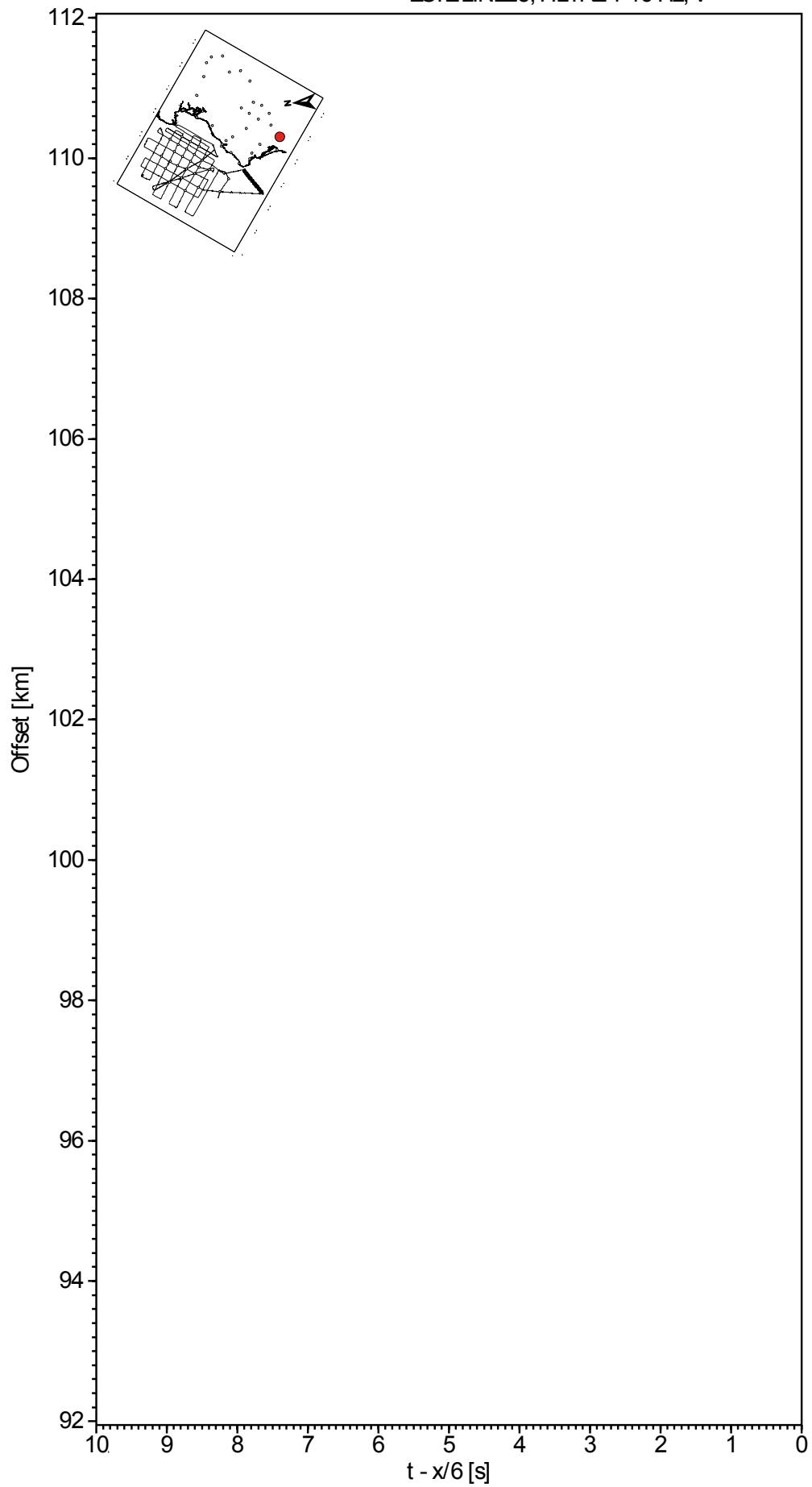
EPARLINE25, FILTRE 3-15 Hz, V



EPED LINE25, FILTRE 4-16 Hz, V



ESTELINE25, FILTRE 4-16 Hz, V



ANNEXE 3.1

DENSITÉ DE RAIS

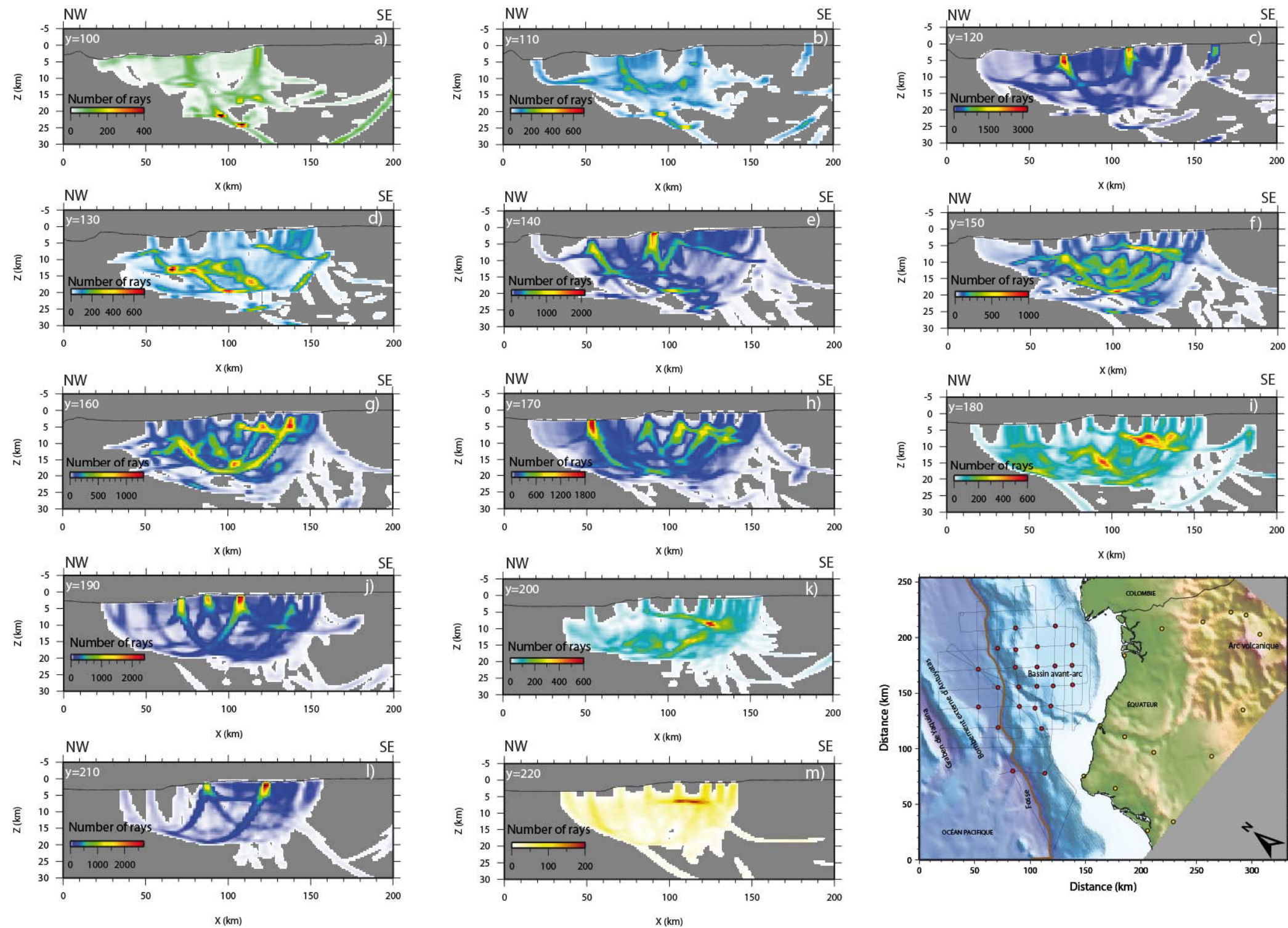


Figure A3.1.1. Densité de rais, coupes verticales perpendiculaires à la fosse. Elles ont été prises chaque 10 km entre Y=100 km et Y=220 km. Une carte générale est montrée pour faciliter la localisation des coupes. Les cercles rouges représentent les OBS et les jaunes les stations sismologiques terrestres. Les lignes noires indiquent la position des profils de sismique grand-angle, et la ligne marron la fosse.

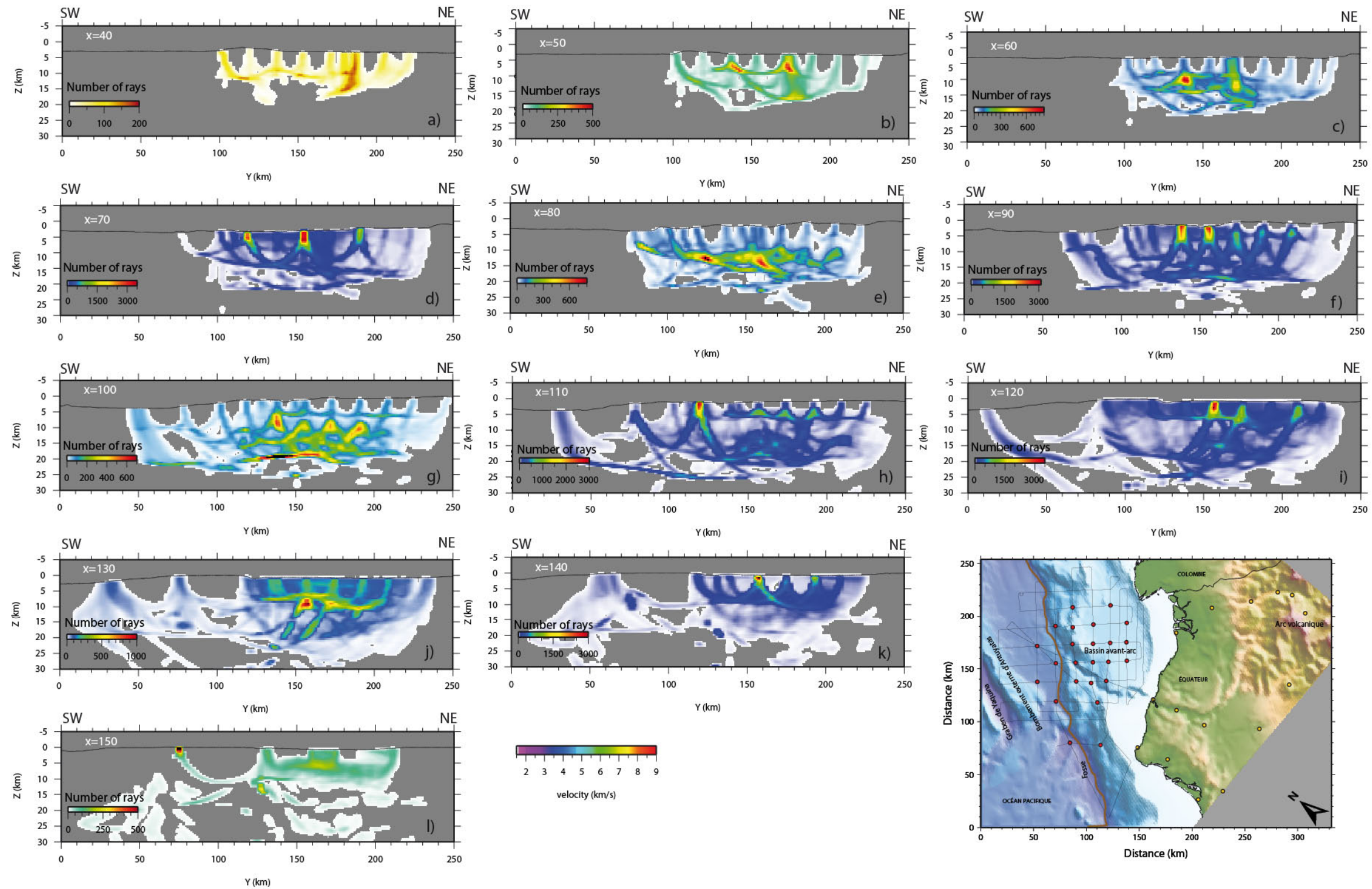


Figure A.3.1.2. Densité de rais, coupes verticales parallèles à la fosse. Elles ont été prises chaque 10 km entre X=40 km et X=150 km. Une carte générale est montrée pour faciliter la localisation des coupes. Les cercles rouges représentent les OBS et les jaunes les stations sismologiques terrestres. Les lignes noires indiquent la position des profils de sismique grand-angle, et la ligne marron la fosse.

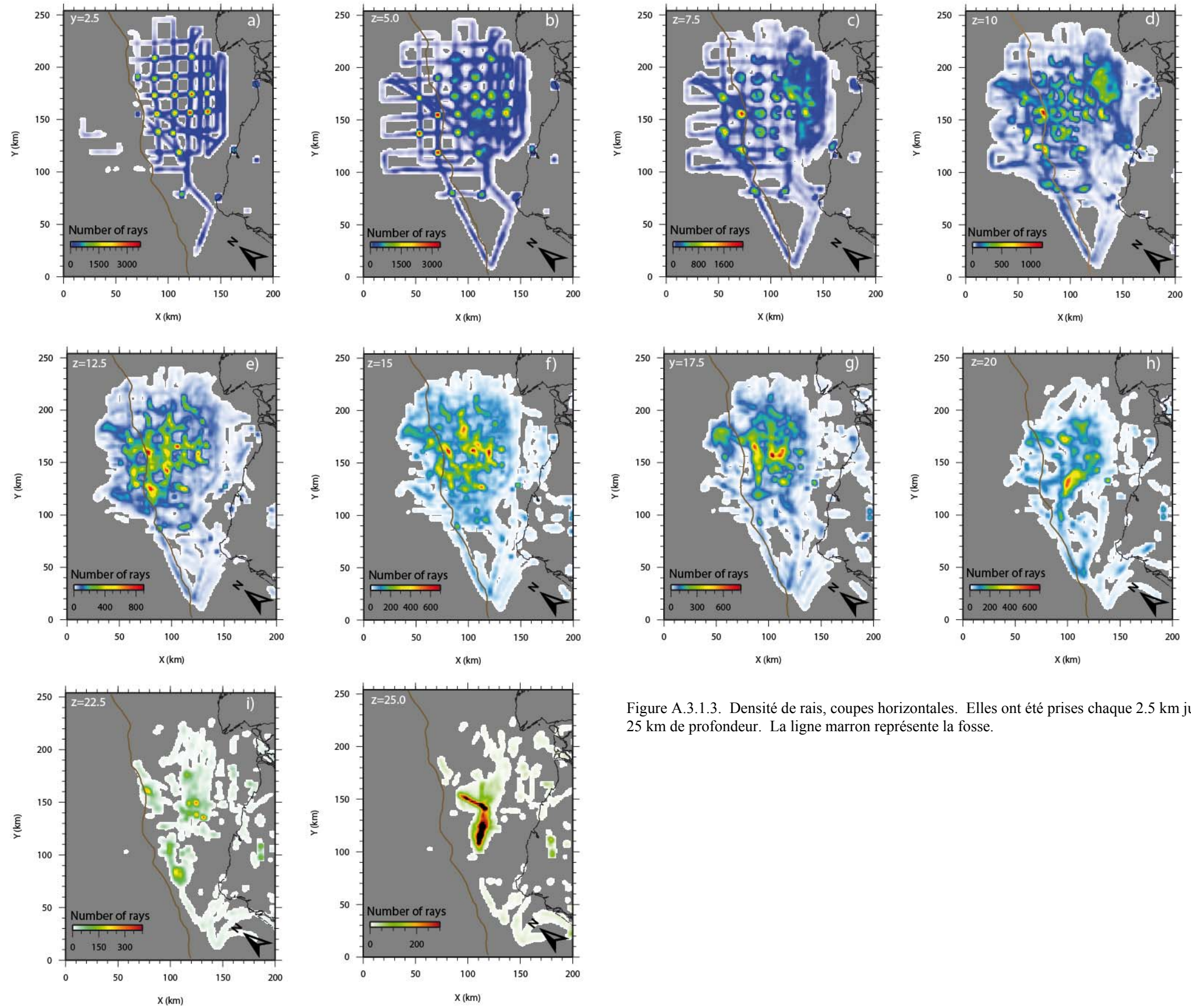


Figure A.3.1.3. Densité de rais, coupes horizontales. Elles ont été prises chaque 2.5 km jusqu'au 25 km de profondeur. La ligne marron représente la fosse.

ANNEXE 3.2

MODÉLISATION 2D: PROFIL ESME16

1. MODELISATION 2D: PROFIL ESME-16

En préalable à une étude 3D de la structure de la marge, nous avons réalisé une modélisation 2D de certains profils afin de nous familiariser avec les phases observées sur les données enregistrées, et d'avoir une première approche de la structure de vitesse dans la zone d'étude.

Pour cela, nous avons utilisé le programme RAYINVR (Zelt et Smith, 1992) qui permet d'obtenir un modèle 2D de vitesse en couches, par tracé de rai et ajustement du modèle par essai/erreur.

La procédure commence par l'identification et le pointé (numérisation) des phases réfractées qui vont nous permettre de déterminer la position du toit et les vitesses sismique pour chaque couche. Les phases réfléchies vont nous apporter une information complémentaire sur la position des interfaces. Nous avons pointé les temps d'arrivée manuellement trace par trace, sur la composante verticale et/ou sur l'hydrophone (selon la qualité des signaux), en assignant un niveau de qualité, en fonction du rapport signal sur bruit.

Nous allons construire ensuite un modèle minimum initial de vitesse, c'est-à-dire contenant autant de couches que de phases réfractées identifiées, en mettant comme contrainte à priori l'existence d'une zone de subduction. Nous avons construit ce modèle couche par couche en commençant par rendre compte des ondes se propageant dans les couches superficielles pour ensuite rendre compte de la propagation des ondes dans les couches les plus profondes.

Le programme permet ensuite de tracer les rais dans notre modèle initial et d'obtenir les temps d'arrivée correspondant à leur propagation dans ce modèle. Pour se faire, le programme RAYINVR résout par la méthode de Runge-Kutta les équations de tracé de rais dans un milieu 2D, et applique la loi de Snell-Descartes au passage en transmission des interfaces. Ces temps synthétiques sont ensuite superposés aux temps observés (pointés) pour évaluer si notre modèle prédit correctement les temps d'arrivée observés. Cette évaluation est basée sur la comparaison visuelle des temps d'arrivée calculés et observés et sur la rms des résidus de temps d'arrivée. Nous modifions ensuite le modèle de vitesse, aussi bien la valeur des vitesses dans les couches que la géométrie des interfaces, jusqu'à ce que notre modèle rende compte des temps observés

Nous avons ainsi modélisé le profil sismique 16, situé au centre du réseau d'OBS, perpendiculairement à la fosse, pour imager la variation des structures à travers la zone de subduction.

1.1. Modélisation 2D d'un profil perpendiculaire à la fosse

Le profil ESME 16 est localisé au centre de la zone d'étude, perpendiculaire à la fosse. Cinq OBS sont alignés sur ce profil qui fait 134 km de long (Fig. A3.2.1a).

Nous pouvons facilement identifier plusieurs phases réfractées et réfléchies sur ces OBS (Fig. A3.2.2) et en particulier sur les OBS 16 et 24, nous observons une zone d'ombre qui reflète la présence d'une zone à faible vitesse (Fig. A3.2.1b et c).

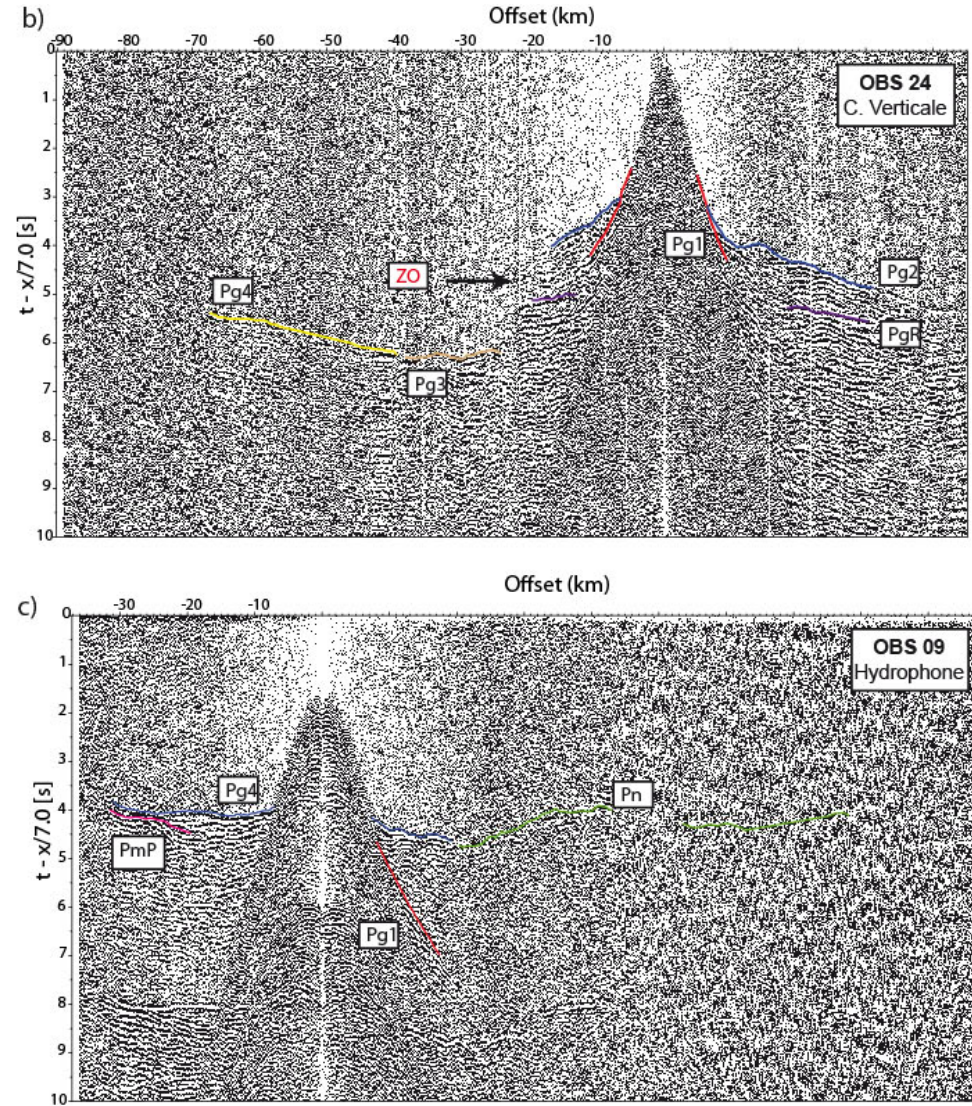
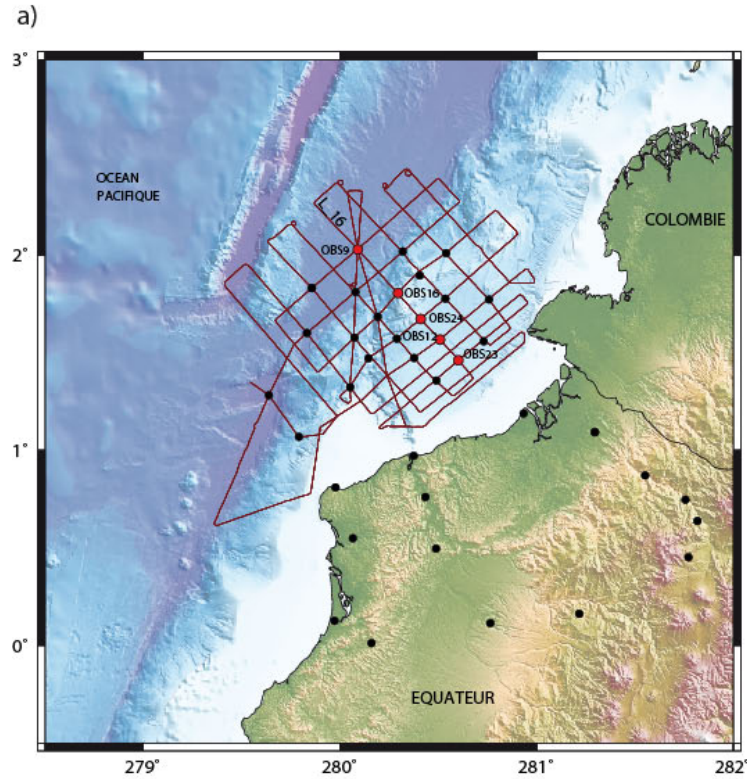


Figure A3.2.1. Exemples de données OBS le long du profil ESME-16. a) Localisation du profil ESME-16, et des OBS 09 et 24 (cercles rouges). b) Section sismique du profil 16, sous l'OBS 09 et c) sous l'OBS 24. Les lignes de couleurs indiquent les différentes phases pointées, Pg1 ondes réfractées dans la couverture sédimentaire, Pg2 et Pg3 ondes réfractées dans les couches de la marge, Pg4 ondes réfractées dans la croûte océanique, PgR ondes réfléchies à la limite d'une des couches de la marge, Pn onde réfractée dans le manteau, PmP onde réfléchi sur le Moho, et ZO zone d'ombre. Les sections sismiques sont représentées en temps réduit avec une vitesse de réduction de 7 km s^{-1} , et filtrées avec un filtre Butter Worth entre 5

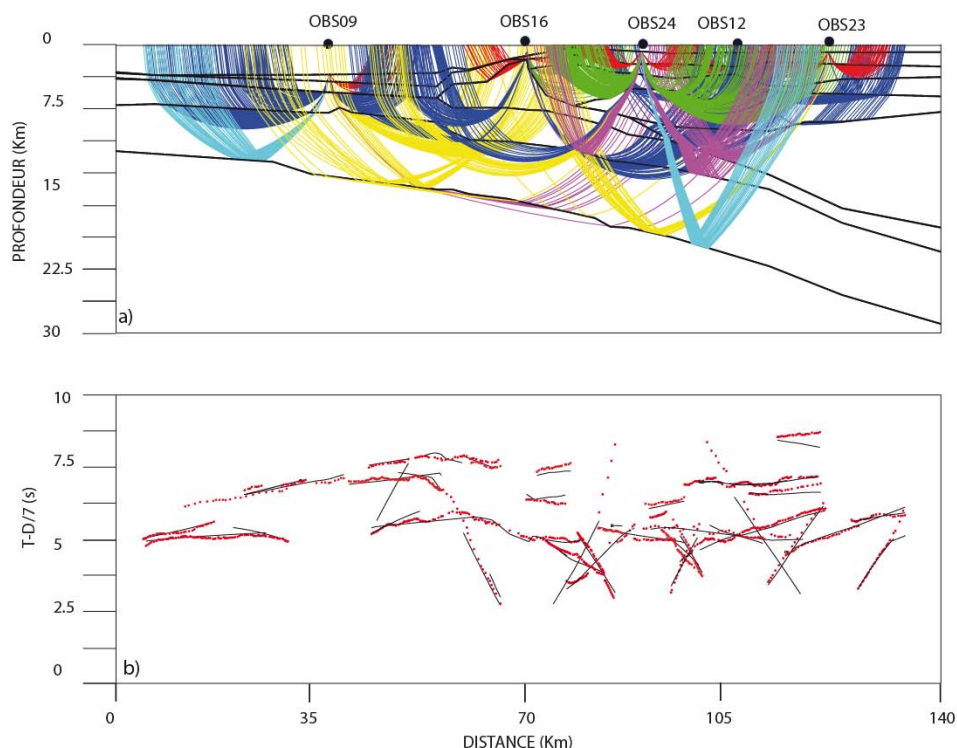


Figure A3.2.2. Modélisation directe pour le profil 16 de la campagne Esmeraldas. a) Tracé de rais le long du modèle de vitesse obtenu. b) Correspondance entre les temps d'arrivées observés (points rouges) et calculés (point noirs) dans le model de vitesse final.

1.1.1. La couverture sédimentaire

Deux couches de sédiments recouvrent la marge et la croûte océanique qui entre en subduction. La première couche a une vitesse constante de 1.8 km s^{-1} et correspond à des sédiments peu consolidés. Son épaisseur varie latéralement de 1 km au niveau de la marge à 0.5 km au niveau de la croûte océanique.

La deuxième couche correspond à la couverture sédimentaire plus consolidée avec des vitesses allant de 2.2 km s^{-1} à 2.5 km s^{-1} au toit de la couche, à 3.1 km s^{-1} à sa base, les valeurs les plus fortes se situant vers la marge. L'épaisseur maximale de cette couche est de 3.0 km au niveau de la marge, et diminue vers le nord-ouest jusqu'à 1 km au-dessus de la croûte océanique entrant en subduction (Fig.A3.2.3).

1.1.2. La plaque plongeante

L'extrême NW du profil échantillonne la croûte de la plaque entrant en subduction. En dessous de la couverture sédimentaire, nous avons une couche d'environ 2 km avec des vitesses allant de 4.5 km s^{-1} au toit à 6.0 km s^{-1} à sa base soit un gradient voisin de $1 \text{ km.s}^{-1}.\text{km}^{-1}$. L'épaisseur de cette couche ainsi que ses vitesses sont caractéristiques de la couche océanique 2, composée de basaltes et de metabasalts, et en moindre quantité par des roches intrusives basiques (Mutter and Mutter, 1993). La couche suivante est caractérisée par des vitesses de 6.3 km s^{-1} au toit à 7.5 km s^{-1} à la base sur une épaisseur variable de 6 km à 8 km. Ces plus faibles gradients de vitesse ($\sim 0.17 \text{ km.s}^{-1}.\text{km}^{-1}$) sont associés à la couche océanique 3, composée principalement de gabbros et de roches ultra basiques (Mutter and Mutter, 1993). La limite inférieure de cette couche, qui correspond à l'interface croûte-manteau est bien contrainte, jusqu'au 49 km vers l'Est de la fosse, par des ondes réfléchies (Fig.A3.2.2a).

Quelques phases Pn, réfractées dans le manteau, permettent d'évaluer la vitesse dans le manteau à 7.8 km s^{-1} ou plus. En suivant l'interface correspondant au Moho, nous pouvons déduire un angle subduction qui serait égal à 11° (Fig.1.3).

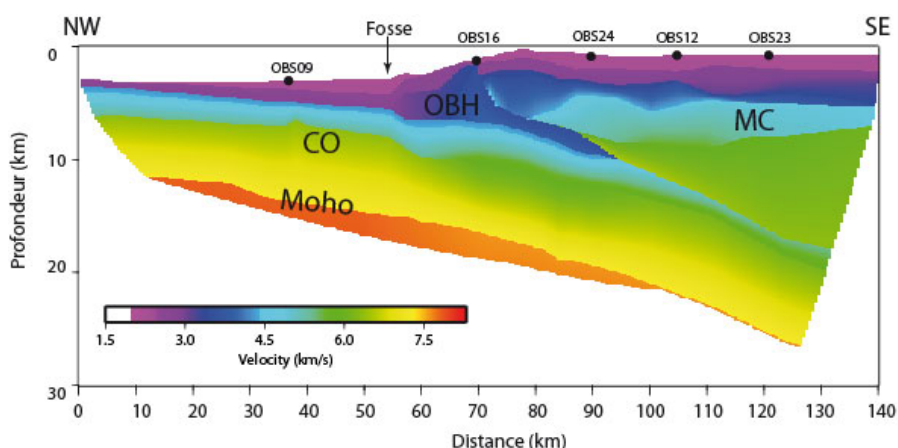


Figure A3.2.3. Modèle de vitesse final du profil 16, obtenu par modélisation directe ($\text{rms} = 0.103 \text{ s}$). CO croûte océanique de la plaque plongeante, MC marge de la plaque chevauchante, OBH *outer basement high*. Les cercles noirs représentent les OBS utilisés pour la modélisation.

1.1.3. La plaque supérieure

Au niveau de la marge, en dessus de la couverture sédimentaire, les données nous permettent de modéliser trois couches. La première couche montre des vitesses augmentant de 3.5 km s^{-1} à 4.5 km s^{-1} , sur une épaisseur variant de 1 km au sud-est jusqu'à 5 km vers la fosse. Dans la deuxième couche, nous avons des vitesses allant de 5.0 km s^{-1} au toit à 5.8 km s^{-1} à la base, avec une épaisseur variant de 1 km et 4 km. Plusieurs auteurs dont Collot et al. (2002), à partir de profils de sismique réflexion verticale multitraces, ainsi que Calahorrano (2005) et Graindorge (2002) à partir de modélisation 2D de sismique réfraction associent ces vitesses avec des roches volcanoclastiques. Finalement, une troisième couche est nécessaire pour rendre compte des arrivées les plus lointaines avec des vitesses allant de 6.0 km s^{-1} au toit jusqu'à 6.7 km s^{-1} à la base.

Pour rendre compte de la zone d'ombre observée sur les OBS 16 et 24, nous avons dû ajouter au modèle une zone à faible vitesse dans la partie inférieure de la plaque chevauchante à une profondeur de 6 à 8 km, à 34 km de la fosse (Fig.1.3). Les vitesses de cette zone, qui en moyenne sont de 3.3 km s^{-1} , contrastent avec les vitesses environnantes de 4 km s^{-1} à 5 km s^{-1} . Sa géométrie est contrainte par une réflexion de forte amplitude visible particulièrement dans les données de l'OBS 24 (Fig. A3.2.1b).

1.1.4. Au niveau de la fosse

Au niveau de la fosse, nous distinguons une structure de forme triangulaire, marquée BF (Bloc Frontal) sur la Figure 1.3. Cette structure se localise entre 5 km et 20 km au sud-est de la fosse, ayant des vitesses augmentant de 2.7 km s^{-1} dans sa partie supérieure à 3.0 km s^{-1} à sa base, à environ 8 km de profondeur.

Cette structure semble correspondre à ce que Collot et al. (2004) ont défini comme étant un Bloc Frontal, ou comme haut externe du socle (OBH *outer basement high*) par Collot et al. (2008) à partir de la MCS. Il s'agirait d'un bloc appartenant à la marge et limité à sa base par

la croûte océanique qui subducte et au sud-est par une faille secondaire (*splay fault*) visible sur la MCS, Figure A3.2.4.

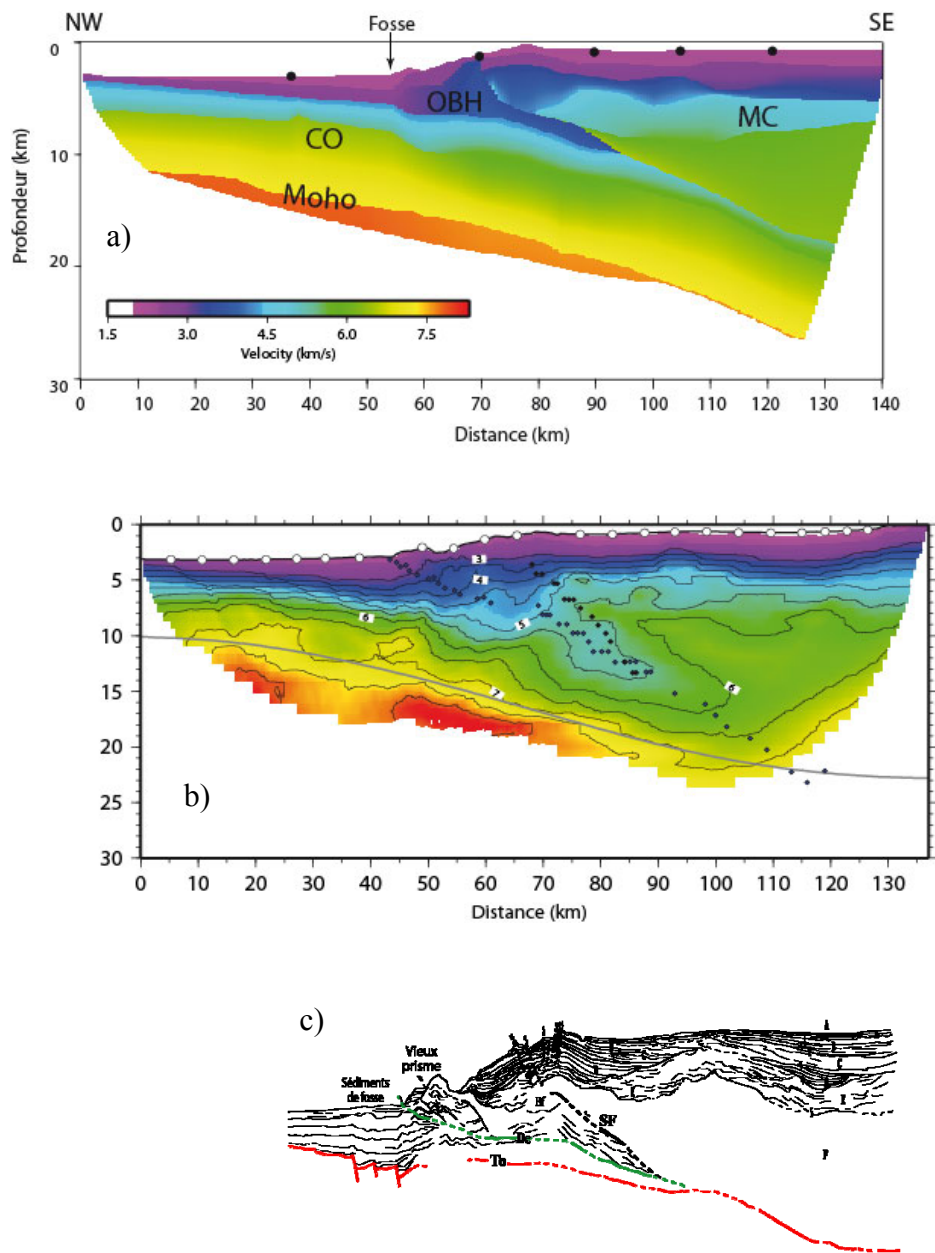


Figure A3.2.4. Comparaison entre le modèle de vitesse obtenu par modélisation directe (a) et le modèle obtenu par tomographie 2D (b) en appliquant la méthode de Korenaga et al., 2000 sur le profil sismique SALIERI 06, (Gailler, et al., 2007). Notez la ressemblance entre les deux structures, au niveau des valeurs de vitesse et aussi de la géométrie. La ligne grise marque le Moho, les cercles blancs représentent les OBS utilisés dans l'inversion, les cercles gris le toit de la croûte océanique et les noirs le toit du chenal de subduction et la localisation de la *splay fault*. Il y a aussi une bonne concordance avec les structures interprétées sur la sismique réflexion verticale multitracés, profil sismique SISTEUR 44 (Marcaillou, 2003) qui coïncide avec le profil SALIERI 06. To toit de la croûte océanique, De décollement, SF splay fault, OBH outer basement high, CO croûte océanique de la plaque plongeante, MC marge de la plaque chevauchante.

